Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
geologischen
Landesanstalt
und
Bergakademie

1884

Jahrbuch

der

Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

zu

Berlin

für das Jahr

1884.

Berlin.

In Commission bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. Neumann).

1885.

Inhalt.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

II.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen von ausserhalb der Geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

1.

Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1884.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

1. Der Harz.

Im Mittelharz wurde von dem Landesgeologen Professor Dr. LOSSEN in der Umgegend von Blankenburg (G. A. 56; 16)[1] im Anschluss an die Kartirung der Eruptivgesteine auf Blatt Derenburg die geologische Aufnahme des östlich angrenzenden, an Eruptivgesteinen reichen Gebietes zwischen dem Klostergrunde bei Michaelstein im Westen, der Strasse Cattenstedt-Wendefurt im Osten und der Linie Eggeröder Brunnen-Hüttenrode-Wendefurt im Süden durchgeführt und darüber hinaus das zwischen Wendefurt, Ludwigshütte, dem grossen Mühlenthale und der Strasse Hasselfelde-Wendefurt belegene Gebiet begangen. — In der Umgebung von Elend fanden überdies einige Revisionstouren statt.

Bergreferendar KOCH nahm unter Professor Dr. LOSSEN's Leitung insbesondere die Diabaszüge im südwestlichen Theile des Blattes Derenburg (G. A. 56; 10) auf.

---

[1]) G. A. 56; 16 = Gradabtheilung 56, Section 16.

Bergrath Dr. von Groddeck setzte im nordwestlichen Oberharze die Revision der von ihm bearbeiteten Blätter, insbesondere des Blattes Osterode (G. A. 55; 18) sowie des nordwestlich des Bruch- und Ackerberges liegenden Theiles des Blattes Riefensbeek (G. A. 56; 13) fort.

Sekretär Halfar kartirte die sehr gestörten Culm- und Oberdevon-Partieen in der nordwestlichen Ecke des Blattes Zellerfeld (G. A. 56; 7).

Am Nordrande des Harzgebirges stellte Landesgeologe Dr. Branco die Blätter Neustadt-Harzburg und Wernigerode (G. A. 56; 8 und 9) bis auf eine Revision druckfertig her.

Am nordwestlichen Harzrande brachte Professor Dr. v. Koenen die Aufnahme des Blattes Gandersheim (G. A. 55; 11) dem Abschlusse nahe und begann auf dem südlichen Nachbarblatte Westerhof (G. A. 55; 17) die geognostische Kartirung.

2. Thüringen.

Im nördlichen Thüringen führte Dr. Dathe eine dem heutigen Standpunkte der Petrographie sich anschliessende Revision der Kartirung des krystallinischen Gebirges am Kyffhäuser in dem Blatt Kelbra (G. A. 56; 35) aus.

Professor Dr. von Fritsch setzte die Revision seiner Aufnahmen der Blätter Halle, Gröbers, Merseburg, Kötschau und Lützen (G. A. 57; 34, 35, 40, 41, 47) fort.

Ingenieur Frantzen vollendete die Revision des bereits von Professor Dr. von Seebach aufgenommenen Blattes Creuzburg (G. A. 55; 60).

Im mittleren Thüringen stellte Geheimer Hofrath Professor Dr. E. E. Schmid die Blätter Dietendorf und Stadt-Ilm (G. A. 70; 4, 17) druckfertig her, führte die Aufnahmen auf Blatt Crawinkel (Oberhof) (G. A. 70; 15) bis auf den Anschluss an Section Suhl zu Ende und vereinbarte mit dem Landesgeologen Dr. Loretz den Anschluss des Blattes Ilmenau (G. A. 70; 22) an Blatt Masserberg. Blatt Ilmenau wurde dadurch bis auf den Anschluss an Blatt Suhl druckfertig hergestellt.

Im Thüringer Walde brachte Landesgeologe Professor Dr. Weiss die Kartirung des Blattes Brotterode (G. A. 70; 7) zum Abschlusse und vollendete auf dem nördlichen Nachbarblatte

Wutha (G. A. 70; 1) die Aufnahme des krystallinischen Gebirges nahezu.

Professor Dr. von Fritsch revidirte seine Aufnahmen innerhalb der Blätter Schleusingen und Suhl (G. A. 70; 21, 27).

Ingenieur W. Frantzen stellte das insbesondere bezüglich der Horizontalen von ihm topographisch umgearbeitete Blatt Meiningen (G. A. 70; 25) geognostisch druckfertig her und brachte die Aufnahme des Profils des Brandleite-Tunnels (westlich von Gehlberg bei Oberhof) zum Abschlusse.

Professor Dr. Bücking nahm den südwestlichen Theil des Blattes Schmalkalden (G. A. 70; 13) auf und kartirte die ihm zur geognostischen Bearbeitung überwiesenen Antheile auf den Blättern Tambach und Schwarza (G. A. 70; 14 und 20).

Dr. Proescholdt stellte die Blätter Themar und Rentwertshausen (G. A. 70; 26 und 31) durch eine Schlussrevision druckfertig her, führte die Kartirung im nichtbayrischen Antheile des Blattes Römhild (G. A. 70; 38) dem Abschlusse nahe und brachte diejenige des ihm überwiesenen Theiles des Blattes Schwarza (G. A. 70; 20), sowie der Sachsen-Weimar'schen Enclaven Sondheim und Ostheim (G. A. 69; 35 und 36) zum Abschluss.

Im südlichen und östlichen Thüringen setzte Landesgeologe Dr. Loretz seine Aufnahmen auf den Blättern Masserberg, Gr. Breitenbach und Gräfenthal (G. A. 70; 28, 29 und 30) weiter fort, von welchen beide letzteren Blätter bis auf einige Schlussrevisionsarbeiten fertig gestellt sind. Ausserdem wurde von demselben Blatt Coburg (G. A. 70; 46) weiter bearbeitet.

Professor Dr. Liebe stellte durch eine fast vollständige Umarbeitung früherer Kartirungen Blatt Saalfeld (G. A. 71; 19) druckfertig her und führte die Aufnahmen auf den Blättern Ziegenrück und Greiz (G. A. 71; 20 und 24) der Vollendung nahe. Ausserdem wurde von demselben die Aufnahme der Blätter Waltersdorf, Probstzelle, Mielesdorf, Lehesten und Hirschberg weiter geführt (G. A. 71; 18, 25, 28, 31, 33).

Dr. Zimmermann war bei den Kartirungsarbeiten des Professors Dr. Liebe als Mitarbeiter thätig, insbesondere auch bei der Neuaufnahme des Blattes Saalfeld.

3. Die Provinz Hessen-Nassau.

Bergreferendar Dr. BEYSCHLAG beging das Gebiet der druckfertig vorliegenden, von dem Landesgeologen Dr. MOESTA bearbeiteten, Blätter Ermschwerd, Witzenhausen, Gr. Almerode und Allendorf (G. A. 55; 39, 40, 45 und 46) behufs Abfassung der erläuternden Texte zu denselben. Demnächst brachte er das von Dr. MOESTA bereits zum grossen Theile bearbeitete Blatt Seifertshausen (G. A. 55; 57) zum Abschluss, führte die von demselben begonnene Aufnahme des Blattes Melsungen (G. A. 55; 50) weiter und begann die des Blattes Altmorschen (G. A. 55; 56).

Professor Dr. BÜCKING setzte die Aufnahmen auf dem Blatte Kella (G. A. 55; 47) fort.

Landesgeologe Professor Dr. KAYSER stellte Blatt Schaumburg (G. A. 67; 40) bis auf eine Schlussrevision druckfertig her, vollendete Blatt Ems (G. A. 67; 39) nahezu, begann die Aufnahme der Blätter Coblenz (Nieder-Lahnstein) und Rettert (G. A. 67; 38 und 46) und beging in Gemeinschaft mit Dr. ANGELBIS die von letzterem geologisch bearbeiteten Westerwald-Blätter sowie das angrenzende Siegerland, um einen vergleichenden Ueberblick über die Altersstellung der Unterdevon-Bildungen dieser Gebiete zu erlangen.

Dr. ANGELBIS nahm eine Schlussrevision der Blätter Marienberg, Rennerod, Selters, Westerburg, Mengerskirchen, Montabaur und Girod (G. A. 67; 22, 23, 27, 28, 29, 33 und 34) vor, wobei die Kartirung der Devonschichten unter Mitwirkung des Landesgeologen Professor Dr. KAYSER festgestellt wurde, und bearbeitete alsdann den grössten Theil des Blattes Hadamar (G. A. 67; 35).

4. Die Rheinprovinz.

Der Landesgeologe H. GREBE brachte seine Aufnahmen auf den Blättern Waxweiler, Manderscheid und Mettendorf (Geichlingen) (G. A. 66; 55, 57 und 79; 6) zum Abschlusse, vervollständigte durch Nachtragungen die Blätter Malberg (G. A. 66; 56), Bitburg, Dreis (G. A. 80; 1, 2), Wallendorf (G. A. 79; 12), Echternacherbrück und Welschbillig (G. A. 80; 7 und 8) und redigirte auf berichtigter topographischer Grundlage die Blätter Schillingen, Hermeskeil, Losheim, Wadern, Wahlen und Lebach (G. A. 80; 21, 22, 27, 28, 33 und 34) nach vorgenommener Revision zum Drucke.

Professor Dr. Lossen nahm gemeinschaftlich mit Herrn Grebe eine erneute Untersuchung der Eruptivgesteine des Rothliegenden im Nahegebiete vor, sowie Professor Dr. Kayser in Gemeinschaft mit letzterem im südlichen und westlichen Hunsrück, in der Umgebung von Trier und zwischen da und Alf im Moselthale die Unterdevonbildungen einer vergleichenden Untersuchung unterzog.

5. Die Provinz Schlesien.

Dr. Dathe setzte seine Aufnahmen im nordöstlichen Theile des Blattes Rudolfswaldau (G. A. 76; 19) im Gebiete des Gneisses, des Culm und des oberen Carbon fort.

Dr. Stapff führte die Aufnahme der Section Charlottenbrunn (G. A. 76; 13) weiter.

II. Die Aufnahmen im Flachlande

mit besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

1. Im Havelländischen Arbeitsgebiete

bewegten sich die Arbeiten in einem breiten Streifen, welcher von der Elbe zwischen Tangermünde, Stendal und Sandau im Westen sich zu den bereits im Druck erschienenen Aufnahmen der Berliner Umgegend hinüber erstreckt, diese mit den im Druck befindlichen Blättern des Gebietes westlich der Elbe verbindend.

Professor Dr. Scholz bearbeitete mit zeitweiser Hülfe des Culturtechnikers Keiper das noch westlich der Elbe liegende Blatt Hindenburg (G. A. 43; 16) und ging alsdann auf Blatt Vieritz (G. A. 43; 30) über, welches in seiner südlichen Hälfte bearbeitet wurde.

Professor Dr. Gruner begann die Aufnahme des Blattes Jerichow (G. A. 43; 29) und führte dieselbe zu etwa $^3/_4$ aus.

Dr. Klockmann brachte zunächst die im Vorjahre begonnene Aufnahme des Blattes Sandau (G. A. 43; 17) zum Abschluss, begann und vollendete sodann mit Hülfe des Culturtechnikers Keiper das anstossende Blatt Strodehne (G. A. 43; 18) und ging alsdann

auf Blatt Rhinow (G. A. 44; 13) über, welches etwa zur Hälfte bearbeitet wurde.

Dr. Wahnschaffe vollendete zunächst das im Vorjahre begonnene Blatt Haage (G. A. 44; 20) und führte sodann unter Hülfeleistung der Culturtechniker Lübeck und Wölfer die Aufnahme der Blätter Ribbeck und Tremmen (G. A. 44; 21, 27) aus.

2. Im Uckermärkischen Arbeitsgebiete

brachte Professor Dr. Berendt unter Hülfeleistung des Culturtechnikers Becker die Blätter Eberswalde und Ruhlsdorf (G. A. 45; 9, 8) dem Abschluss nahe.

Dr. Laufer vollendete unter Hülfeleistung des Culturtechnikers Scholz das Blatt Kl. Mutz (G. A. 44; 6) bis auf die Schlussrevision und begann die Aufnahme des Blattes Nassenheide (G. A. 44; 12), welches gleichfalls zum grössten Theile bearbeitet wurde.

Dr. Keilhack führte unter Hülfeleistung des Culturtechnikers Baldus die Aufnahme der Blätter Lindow, Beetz und des grössten Theiles des Blattes Gr. Mutz (G. A. 44; 4, 11, 5) aus.

3. Im Westpreussischen Arbeitsgebiete

vollendete Dr. Jentzsch zunächst die Aufnahme des Blattes Rehhof (G. A. 33; 10) und stellte alsdann die Aufnahme des Blattes Mewe (G. A. 33; 9) nahezu fertig.

Dr. Ebert stellte das im Vorjahre begonnene Blatt Garnsee (G. A. 33; 22) fertig.

4. Im Ostpreussischen Arbeitsgebiete

begann und vollendete Dr. Klebs die Aufnahme des Blattes Gross-Peisten (G. A. 18; 44) und ging alsdann auf das anstossende Blatt Bartenstein (G. A. 18; 45) über.

Dr. Schröder führte die im Vorjahre begonnene Kartirung des Blattes Krekollen (G. A. 18; 51) weiter.

Dr. Noetling setzte (während der Universitätsferien) die Aufnahme des Blattes Bischofstein (G. A. 18; 58) fort.

Im Laufe des Jahres sind zur Publikation gelangt:

Stand der Publikationen.

1. Lieferung XVI, enthaltend die Blätter Harzgerode, Pansfelde, Leimbach, Schwenda, Wippra und Mansfeld . . . . 6 Blätter.
2. Lieferung XVIII, enthaltend die Blätter Gerbstädt, Cönnern, Eisleben und Wettin 4 »
3. Lieferung XXVII, enthaltend die Blätter Gieboldehausen, Lauterberg, Duderstadt und Gerode . . . . 4 »

zusammen 14 Blätter.

Es waren früher publicirt . . . . . . 120 »

Mithin sind im Ganzen publicirt . . . . 134 Blätter.

Ausserdem ist das Messtischblatt Jena revidirt und in zweiter Auflage publicirt worden.

Weiter gelangten folgende Abhandlungen und sonstige Arbeiten zur Vollendung:

1. Abhandlungen, Band IV, Heft 4: Abbildungen der Bivalven der Casseler Tertiär-Bildungen von O. Speyer mit einem Vorwort von A. von Koenen. Atlas von 31 Tafeln.
2. Abhandlungen, Band V, Heft 2: Beiträge zur fossilen Flora III. Steinkohlen-Calamarien II von Professor Dr. Weiss. 212 S. Text nebst 1 Atlas von 28 Tafeln.
3. Abhandlungen, Band V, Heft 4: Uebersicht über den Schichtenaufbau Ost-Thüringens von Professor Dr. K. Th. Liebe in Gera. 130 S. Text mit 2 Uebersichtskarten.
4. Abhandlungen, Band VI, Heft 1: Beiträge zur Kenntniss des Oberharzer Spiriferensandsteins und seiner Fauna von L. Beushausen. 137 S. Text mit 1 Atlas von 6 Tafeln.
5. Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie für 1883. LXXIII und 653 S. Text und 29 Tafeln.

Debit der Publikationen.

Nach dem Berichte für das Jahr 1883 betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . 14 145 Blätter.

Im Jahre 1884 wurden verkauft:

von Lieferung	I,	Gegend von	Nordhausen . .	55 Bl.
» »	II,	» »	Jena	54 »
» »	III,	» »	Bleicherode . .	18 »
» »	IV,	» »	Erfurt	21 »
» »	V,	» »	Halle	26 »
» »	VI,	» »	Saarbrücken I. Theil . .	9 »
» »	VII,	» »	II. » . .	20 »
» »	VIII,	» »	Riechelsdorf . .	26 »
» »	X,	» »	Saarburg . . .	44 »
» »	XI,	» »	Berlin Nordwesten (Nauen etc.) .	44 »
» »	XII,	» »	Naumburg a. S. .	45 »
» »	XIII,	» »	Gera	23 »
» »	XIV,	» »	Berlin Nordwesten (Spandau) . .	35 »
» »	XV,	» »	Wiesbaden . .	38 »
» »	XVI,	» »	Mansfeld . . .	312 »
» »	XVII,	» »	Triptis, Neustadt	54 »
» »	XVIII,	» »	Eisleben . . .	— »
» »	XIX,	» »	Querfurt . . .	61 »
» »	XX,	» »	Berlin Süden, (Teltow etc.) .	41 »
» »	XXI,	» »	Frankfurt a. M. .	25 »
» »	XXII,	» »	Berlin Südwesten (Potsdam etc.)	60 »
» »	XXIV,	» »	Tennstedt . . .	22 »
» »	XXV,	» »	Mühlhausen . .	18 »
» »	XXVI,	» »	Berlin Südosten (Cöpenick etc.)	61 »
» »	XXVII,	» »	Lauterberg a. Harz	208 »
				1 322 »

so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind: 15 467 Blätter.

Von den sonstigen Publikationen sind verkauft worden:

Abhandlungen.

Band I, Heft	1.	(Eck, Rüdersdorf)	4 Exempl.
» » »	2.	(Schmid, Thüringischer Keuper) . .	2 »
» » »	3.	(Laspeyres, Rothliegendes bei Halle)	3 »
» » »	4.	(Meyn, Insel Sylt)	5 »
Band II, »	1.	(Weiss, Steinkohlen-Calamarien) . .	3 »
» » »	4.	(Kayser, Devonfauna des Harzes) .	4 »
Band III, »	1.	(Weiss, Flora von Wünschendorf) .	8 »
» » »	3.	(Meyn, Schleswig-Holstein) . . .	2 »
» » »	4.	(Schütze, Niederschlesisches Steinkohlenbecken)	1 »
Band IV, »	1.	(Schlüter, Echiniden)	3 »
» » »	2.	(Koch, Homalonoten)	3 »
» » »	3.	(Friedrich, Tertiärflora der Provinz Sachsen)	10 »
» » »	4.	(Speyer und v. Koenen, Bivalven) .	57 »
Band V, »	1.	(Roemer, Hildesheim)	68 »
» » »	2.	(Weiss, Calamarien)	55 »
» » »	4.	(Liebe, Ost-Thüringen)	59 »
Band VI, »	1.	(Beushausen, Spiriferen-Sandstein) .	61 »

Ferner:

Jahrbuch für 1880	1 Exempl.
» » 1881	2 »
» » 1882	3 »
» » 1883	48 »
Weiss, Flora der Steinkohlenformation	5 »
Geologische Uebersichtskarte des Harzgebirges . .	10 »
Höhenschichtenkarte des Harzgebirges	4 »

2.
Arbeitsplan für die geologische Landesaufnahme im Jahre 1885.

I. Im Harz.

Im Mittelharze wird Professor Dr. LOSSEN die Sectionen Elbingerode und Blankenburg zum Abschluss bringen.

Bergreferendar KOCH wird unter der Leitung des Professors Dr. LOSSEN das alte Schiefergebirge innerhalb der Sectionen Wernigerode und Derenburg kartiren.

Im Westharze wird Bergrath Dr. VON GRODDECK die Revision der Aufnahmen auf der Grundlage der neuen Messtischblätter fortsetzen.

Sekretär HALFAR wird die Kartirung der ihm übertragenen Theile der Sectionen Zellerfeld und Goslar fertigstellen.

Am Nordrande des Harzes wird Landesgeologe Dr. BRANCO den nicht hercynischen Theil der Section Goslar kartiren und seine Aufnahmen in den Sectionen Harzburg und Wernigerode einer Schlussrevision unterwerfen.

Professor Dr. DAMES wird die Sectionen Derenburg und Blankenburg in ihrem nicht hercynischen Theile zum Abschluss bringen.

Dr. WAHNSCHAFFE wird innerhalb der Sectionen Wernigerode, Harzburg und Vienenburg unter Hülfeleistung eines Culturtechnikers die Diluvialgebilde einer speciellen Untersuchung unterziehen und in Gemeinschaft mit Dr. BRANCO ihre Kartirung bewerkstelligen.

Am Westrande des Harzes wird Professor Dr. von Koenen die Aufnahme der Section Gandersheim vollenden und diejenige der Section Westerhof weiterführen. Ausserdem wird derselbe die Aufnahmen bei Göttingen fortsetzen.

2. Im nördlichen Thüringen.

Dr. Bornemann sen. wird die Kartirung der Section Wutha mit Ausschluss des alten Gebirges fertig stellen.

Dr. Bornemann jr. wird die Section Fröttstedt aufnehmen.

Ingenieur Frantzen wird den Versuch einer Gliederung des unteren Muschelkalkes in der Section Berka zum Abschluss bringen.

Professor Dr. Bauer wird in der Section Ohrdruff die Gliederung des Diluviums vollenden und die Regulirung der Grenzen gegen die anstossenden Sectionen zu Ende führen.

3. Im Thüringer Walde und südlich desselben.

Professor Dr. Weiss wird die Kartirung des Blattes Friedrichsroda, sowie des von dem alten Gebirge eingenommenen Theiles der Section Wutha vollenden und demnächst eine Revision der von Seebach'schen Aufnahme des nordöstlichen Theils der Section Schmalkalden in Angriff nehmen.

Professor Dr. von Fritsch wird die Section Schleusingen zum Abschluss bringen.

Dr. Proescholdt wird die Bearbeitung der Sectionen Dingsleben und Hildburghausen in Angriff nehmen.

Landesgeologe Dr. Loretz wird die Aufnahme der Sectionen Masserberg, Gräfenthal und Coburg fortsetzen.

Dr. Zimmermann wird die Aufnahme der Section Remda in Angriff nehmen und ausserdem bei den Kartirungsarbeiten des Professors Dr. Liebe Hülfe leisten.

Professor Dr. Liebe wird die Sectionen Greiz und Ziegenrück abschliessen und die Kartirung der Sectionen Probstzella, Liebengrün, Lehesten, Mielesdorf, Schönbach, Naitschau und Waltersdorf weiter fördern.

4. In der Provinz Hessen-Nassau.

Dr. BEYSCHLAG wird die Kartirung der Sectionen Melsungen und Altmorschen fortsetzen.

Dr. OEBBEKE wird die Aufnahme der Sectionen Neukirchen und Niederaula beginnen.

Ingenieur FRANTZEN wird unter Benutzung der älteren Vorarbeiten Dr. SPEYER's die Sectionen Fulda und Hünfeld zu kartiren beginnen.

Professor Dr. BAUER wird die Aufnahme der Section Tann zum Abschluss zu bringen suchen.

Professor Dr. KAYSER wird die Sectionen Ems und Rettert vollenden und die Bearbeitung der Section Coblenz fortsetzen.

Dr. ANGELBIS wird zunächst die Section Hadamar fertig stellen und alsdann die Aufnahme der Sectionen Dachsenhausen und Algenroth beginnen.

5. In der Rheinprovinz.

Landesgeologe GREBE wird zunächst in der Gegend zwischen St. Wendel und Birkenfeld eine Revision der Kartirung des Melaphyrgebietes behufs Fertigstellung einer aus den Sectionen Buhlenberg, Birkenfeld, Nohfelden, Freisen, Ottweiler und St. Wendel zusammengesetzten Kartenlieferung ausführen.

Demnächst wird derselbe die Kartirungsarbeiten in der Eifel fortsetzen.

6. In der Provinz Schlesien.

Dr. DATHE wird die Aufnahmearbeiten in den Sectionen Rudolfswaldau, Langenbielau und Neurode fortsetzen.

Dr. STAPFF wird die Aufnahme der Section Charlottenbrunn zum Abschluss zu bringen suchen und demnächst diejenige der Section Schweidnitz weiterführen.

7. Im Aufnahmegebiet des Flachlandes.

a) In dem Uckermärkischen Arbeitsgebiet.

Landesgeologe Professor Dr. Berendt wird neben den Inspectionsreisen in sämmtliche Arbeitsgebiete des Flachlandes mit Hülfe des Culturtechnikers Becker die Sectionen Ruhlsdorf und Eberswalde zum Abschluss bringen und Section Joachimsthal in Angriff nehmen.

Dr. Keilhack wird mit Hülfe des Culturtechnikers Baldus zunächst die Section Gr. Mutz beenden und einige Nachträge in Section Nassenheide ausführen.

b) In dem Havelländischen Arbeitsgebiet.

Dr. Wahnschaffe wird mit Hülfe der Culturtechniker Lübeck und Wölfer die Sectionen Bamme und Barnewitz kartiren.

Dr. Keilhack wird mit Hülfe derselben Culturtechniker die Sectionen Ziesar und Carow aufnehmen.

Dr. Klockmann wird mit Hülfe des Culturtechnikers Scholz die Section Rhinow abschliessen und die Section Friesack kartiren sowie eventuell unter weiterer Hülfe des Culturtechnikers Wölfer die Section Brunne bearbeiten.

Professor Dr. Scholz wird mit Hülfe des Culturtechnikers Keiper nach Fertigstellung der Section Vieritz die Section Burg kartiren.

Professor Dr. Gruner wird nach Abschluss der Section Jerichow die Aufnahme der Section Weisse Warthe (Bittkau) in Angriff nehmen.

c) In Westpreussen.

Dr. Jentzsch wird nach Fertigstellung der Section Mewe unter Benutzung der Vorarbeiten des Dr. Meyer die Aufnahme der Section Münsterwalde ausführen und eventuell diejenige der Section Gr. Krebs beginnen.

Dr. Ebert wird die Aufnahme der Section Neuenburg ausführen und sodann diejenige der Section Nieder-Zehren in Angriff nehmen.

d) In Ostpreussen

wird Dr. Klebs die Aufnahme der beiden an Heilsberg und Gr. Peisten westlich anstossenden Sectionen Raunau und Landsberg in Angriff nehmen.

Dr. Schroeder wird die Aufnahme der Section Krekollen beenden und sodann diejenige der Section Siegfriedswalde beginnen.

Dr. Noetling wird die Aufnahme der Section Bischofstein fortsetzen.

3.
Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1884.

Mittheilung des Herrn K. A. Lossen über die Lagerungsverhältnisse im O. und NO. des Ober- und Mitteldevonischen Elbingeroder Muldensystems (Section Blankenburg a. Harz) und die daselbst auftretenden Eruptivgesteine.

Die geologische Detailkartirung im Spätsommer und Herbste des Jahres 1884 fand auf der Nordost- und Ostseite des Mittel- und Oberdevonischen Elbingeroder Muldensystems statt in der Umgebung der Stadt Blankenburg und der Gemeinden Hüttenrode und Wendefurt. Sie galt vorzüglich einestheils der Aufklärung der auf der Nordostseite dieser Muldung ganz besonders gestörten Lagerungsverhältnisse, anderentheils der Abgrenzung der nach Hunderten zählenden kleineren und grösseren lagerähnlich ausgedehnten Eruptivmassen und der Unterscheidung derselben in saurere alkalireiche und basischere kalkreiche Typen.

Nimmt man als Grundlage für die Betrachtung der Lagerungsverhältnisse die dem Gesteinscharakter nach sehr scharf hervortretende Ostgrenze der schiefrigen Diabas- und Diabastuff- (Blatterstein- und Schalstein-) Massen der südöstlichsten oder der Neuwerk-Hüttenroder Partialmulde des Elbingeroder Muldensystems, so hat man von dieser Aussengrenze des Eruptiv-Oberdevon gegen

S., in der Richtung querschlägig auf die Sattelaxe der Tanner Grauwacke hinzu, wie gegen O., in der Richtung auf das Ausgehende derselben Grauwacke im Nordrande des Gebirgs bei Wienrode, stets ältere Schichten zu erwarten. Das trifft im Allgemeinen auch vollständig zu, wenn man von kleineren Falten absieht. Um so auffälliger ist in Anbetracht dessen das Fallen und Streichen der Schichten.

Denn nicht nur sind alle Einfallen von der Tanner Grauwacke bis zum oberdevonischen Schal- und Blatterstein gegen SO. und O. gekehrt, so dass die Schichten in überkippter Stellung auf das Oberdevon in der Muldenmitte aufgeschoben erscheinen, es beschreiben auch zugleich die Streichlinien der nämlichen Schichten einen gegen OSO. auswärts gekrümmten Bogen: so zwar, dass sie in SW. bei Neuwerk vorzugsweise h. 7 bis 5, weiter nordöstlich gegen Hüttenrode hinzu h. 5 bis 3 und von Hüttenrode bis Blankenburg h. 3 bis 12, örtlich auch noch mehr aus SSO. gegen NNW. gerichtet sind. Dass aber dieser bogenförmige Verlauf nicht als eine einfache Krümmung im Sinne eines in der Horizontalebene bogig ausgebauchten Muldenrandes aufgefasst werden könne, vielmehr auf eine Schichtenverbiegung, gepaart mit krummlinigen, spiesseckig zu den Schichten streichenden Wechsel- oder Ueberschiebungsklüften zurückzuführen sei, geht daraus hervor, dass auf der Grenze der Mittel- und Oberdevonschichten gegen diejenigen des Unterdevons von SW. gegen NO. nach und nach immer relativ jüngere Glieder der ersteren Altersgruppe mit immer älteren der letzteren in Berührung kommen. Im äussersten SW., in der Nähe der südwestlichen Muldenwendung, grenzen die Schichten aus dem Hangenden des Hauptquarzits, Obere Wieder Schiefer, z. Th. Buntschiefer, und deren Eruptivgesteine [1]), alte (palaeoplutonische) Natronsyenitporphyre oder Keratophyre und zugehörige Augitorthophyre, an die dem Niveau des Stringocephalenkalks angehörigen Pingen der Eisensteingrube

[1]) Die geologische Uebersichtskarte stellt diese Eruptivgesteine, südöstlich von Rübeland und südwestlich von Neuwerk, nach älteren Karten des Archivs noch als Diabase dar; im Uebrigen vergl. weiter hinten.

Unterer Stahlberg; bei Neuwerk verschwinden die Mitteldevonischen Eisenerze, so dass der Hauptquarzit und ein unter ihm auftauchender Diabas aus der oberen Hälfte der Unteren Wieder Schiefer gegen einen relativ jüngeren Quarz-Keratophyr, der anderwärts, wie z. B. am Mühlenthaler Zuge, das Zwischenlager zwischen Stringocephalenschichten und dem Oberdevonischen Diabasporphyr, Schal- oder Blatterstein bildet, heransetzen (Forstorte Pfaffenköpfe, Schieferholz); südlich von Hüttenrode grenzt dann der Obere Wieder Schiefer direct an den Schal- oder Blatterstein der innersten Muldenfüllung an und noch weiter gegen NO. im Johannisholze kommt der Haupt-Quarzit der Grenze des Oberdevonischen Eruptivlagers ganz nahe. In dem Gründchen zwischen dem Johannisholze und dem nördlich angrenzenden Forstorte Schöth verläuft der Herzog Karler Gang (vergl. ZINCKEN, D. östl. Harz, S. 160), auf dem vorzüglich Kupferkies in Kalkspath und Quarz einbricht, der letzte Ausläufer der erzarmen Treseburg-Altenbraker Gangformation (vergl. K. A. LOSSEN, Ueber den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz, dies. Jahrb. f. 1881, S. 48 und Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, S. 661).

Als ich diesen Gang aus ZINCKEN's geologischer Karte in die Harzübersichtskarte einzeichnete, war es noch unbekannt, dass derselbe eine Verwerfungsspalte ist. Die Detailkartirung hat dies jetzt erst nachgewiesen und dürfte es wenige Stellen im Harze geben, wo man das Zusammenfallen der Thalerosion mit einem Erzgange, beziehungsweise einer Verwerfungskluft so klar nachweisen kann. Geht man von Hüttenrode her ostwärts auf der Nordseite des Thalgrunds im Forstorte Schöth thalab bis zum Kl. Schöththale, so bleibt man, eine einzige Stelle ausgenommen, wo wenige Schritt breit blauer Schiefer ansteht, fortwährend im Schalstein, der am oberen Ende des Thalgrundes in einem Steinbruche abgebaut worden ist, während er an der Mündung desselben sogar auf das jenseitige, südöstliche, Ufer des Hauptthales hinübergreift und hier unter einer Klippenreihe von porphyrartigem Diabas des Unteren Wieder Schiefers endet. Kehrt man nun um und geht auf der Südseite der Ganglinie im Johannisholze das Seiten-

thälchen oder die in dasselbe abgedachte Berglehne aufwärts gegen Hüttenrode hinzu, so trifft man ganz unten in dem Winkel zwischen Haupt- und Seitenthal den Diabas der Unteren Wieder Schiefer und alsdann unausgesetzt blauschwarze bis -graue Thonschiefer mit Einlagerungen des Hauptquarzits und zuletzt ebensolche Obere Wieder Schiefer ohne diese Einlagerungen, bis man in ca. 150 Ruthen Abstand vom Hauptthale die Schalsteingrenze erreicht, die durch darauf geführte Schürfe sehr deutlich erkannt werden kann. Der Sprung ist also, da ZINCKEN das Einfallen des Erzganges gegen S. angiebt, ein normaler, d. h. die Schichten im Hangenden der Kluft sind bei östlichem Einfallen gegen W. verschoben und gesenkt; damit steht im Einklang, dass auf dieser hangenden Seite die Thonschiefer in Stunde $6^3/_4$ und $5^3/_4$ nach dem Verwerfer hin umbiegen. Eine scharfe Verfolgung der Ganglinie weiter gegen W. durch den Schal- und Blatterstein in ihrem Hangenden und Liegenden hindurch ist nicht ausführbar; da aber die ZINCKEN'sche Karte den Erzgang durch das Dorf Hüttenrode hindurchzieht, so kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass das plötzliche Aufhören des im NW.-Muldenflügel den Schalstein unterteufenden Mühlenweger Mitteldevonischen Eisenstein-Pingenzugs[1]) westlich des Hüttenroder alten Kirchhofs derselben verwerfenden Ursache zuzuschreiben sei; dieser fast ostwestliche Querriss durch den gegen O. gespannten Verbiegungsbogen darf als Folge der durch die Drehung hervorgerufenen allzugrossen Spannung angesehen werden: der Herzog Karler Gang bei Hüttenrode entspricht hierin dem Birkenthaler Gange im Ockerthale oberhalb Rohmkerhalle und dem correspondirenden Gange bei der Fahrenholz-Mühle im Gosethale auf der gegenüberliegenden Seite des Spiriferen-Sandstein-Sattels im nördlichen Oberharze. In beiden Gegenden zeigen die südwestnordöstlichen Streichlinien der Schichten, von den ganz localen Wendungen zunächst der Verwerfung abgesehen, im N. der Schichtenzerreissung die grössere Annäherung an die NS.-Linie, beziehungsweise darüber

---

[1]) Auch das Umbiegen des Pingenzugs gegen die Gangkluft hin ist deutlich zu erkennen.

hinaus eine Drehung bis in eine aus NNW. in SSO. streichende Richtung.

Das nordöstliche Muldenende der Neuwerk - Hüttenroder Partialmulde nördlich vom Herzog Karler Gang zeigt keine regelmässige Muldenwendung, ist vielmehr durch eine Anzahl von complicirten, bald mehr dem Streichen der Schichten angenäherten, bald mehr quer dazu gerichteten Störungen gekennzeichnet, längs welcher verschiedene Glieder der Unterdevonischen Schichten an den Schalstein, örtlich aber auch (wie z. B. in der SW.-Ecke des Forstorts Südlicher Astberg) an dessen Unterlage, Keratophyr[1]) und Mitteldevonkalk, angrenzen. Zahlreiche grosse Gangquarzblöcke im Oberlaufe des in der NO.-Ecke von Hüttenrode entspringenden Grossen Schöththales deuten auf einen mit diesen Störungen im Zusammenhang stehenden Gang hin.

Da, wo die letztgenannten Störungslinien auf das vorher angedeutete Westende des Herzog Karler Erzganges treffen, steht nördlich des durch den letzteren abgeschnittenen Mühlenweger Stringocephalen-Eisenerz-Pingenzugs der Hauptkieselschiefer aus dessen Liegendem an, der als nördliche Fortsetzung des von der Marmormühle unterhalb Rübeland auf das Hüttenroder Schützenhaus hinzu verlaufenden Unterdevonischen Sattelscheiders zwischen der grössten mittleren und der soeben besprochenen südöstlichsten Partialmulde des Mittel- und Oberdevonischen Elbingeroder Muldensystems angesehen werden muss. Dieser Sattelscheider ist in Uebereinstimmung mit der Eingangs erwähnten Fallrichtung der Schichten ein asymmetrisch heterokliner örtlich mit Wechselklüften gepaarter, der wenig weiter nördlich, wo abermals Gangklüfte, z. Th. mit Quarzfüllung, aufsetzen, in eine ebenso einseitig zusammengeschoben gebaute Muldenstellung übergeht. Auch hier, beiderseits des Oberlaufes des Braunen Sumpfes, sind nicht nur alle ältere Schichten von Osten her auf den Hauptkieselschiefer

---

[1]) Dieses saurere Eruptivgestein hebt sich auch im Dorfe Hüttenrode »auf dem Brinke«, an der Kirche und am alten Kirchhofe local unter dem Schalstein hervor, während es doch ganz benachbart zwischen dem Stringocephalen-Eisenerze des Mühlenweger Zugs und dem Schalstein in dessen Hangendem fehlt.

aufgeschoben, sondern auch letzterer selbst ruht mit dem gleichen östlichen Einfallen auf relativ älteren Schichten, Oberem Wieder Schiefer mit Diabas-, Grauwacken-, Kalk- und Quarziteinlagerungen, und diese hinwiederum sind in den von Osten her in die Pingen des Lohdenbleeks und Holzberges führenden Strecken, beziehungsweise im östlichen Pingenrande, theils direkt auf das Stringocephalen-Eisenerz des Ostflügels der mittleren Partialmulde, theils auf ein Zwischenlager von Hauptkieselschiefer aufgeschoben. Dieses Verhältniss kann wohl nur so verstanden werden, dass nördlich der Hüttenroder Störungen an Stelle des einen oben gedachten Sattelscheiders zwei Specialsättel sich ausgebildet haben, die aber, von Wechselklüften durchrissen, nur in der einen Hälfte beiderseits der Hauptkieselschiefer-Mulde zu Tage ausgehen.

So fallen denn in den Profilen der ebenso vortrefflich angelegten als unterhaltenen braunschweigischen Staats- und Forststrassen, die zwischen Hüttenrode, dem Ziegenkopfe bei Blankenburg und Cattenstedt die beiden Thalränder des Braunen Sumpfthales und den Nordabfall des Harzgebirgs durchschneiden, und weiterhin in den weniger guten, aber immerhin deutlichen Aufschlüssen zwischen Cattenstedt und Wienrode alle Schichten widersinnig gegen Osten ein, so dass die Tanner Grauwacke auf der Westseite von Wienrode scheinbar das jüngste Gebirgsglied ausmacht. Erwägt man, dass der querschlägig gemessene Abstand zwischen diesem Vorkommen der Tanner Grauwacke im Nordrande des Gebirgs und der nordöstlichen Muldenwende der Neuwerk-Hüttenroder Mulde nicht ganz $^2/_3$ des gleichsinnigen Abstandes zwischen der Sattelaxe der Tanner Grauwacke bei Altenbrak und dem Schalstein bei Neuwerk, nahe dem SW.-Ende derselben Mulde, beträgt, so gewinnt man einen greifbaren Maassstab für den mit der Verbiegung der Schichten gegen N. wachsenden Faltungs- und Ueberschiebungsdruck aus dieser Verkürzung des Schichtenprofils um mehr als ein volles Drittel. Die Dachschiefer, welche zu beiden Seiten der Bode unterhalb Neuwerks im Wieder Schiefer abgebaut worden sind und z. Th. noch gewonnen werden und welche sich in alten auflässigen Schieferbrüchen bis in die Nähe der östlichen Endigung

des Herzog Karler Ganges verfolgen lassen, fehlen weiter nördlich bis auf zwei Vorkommen, das eine im Wolfsgrunde auf der Südseite des Astberges, das andere im Forstorte Schiefergrund südlich des Staufenbergs, gänzlich; an ihre Stelle treten in jenem engzusammengedrängten Gebirgsstück am Nordrande kurzklüftige oder unebenflächige bis geradezu verruschelte Schiefer.

Zunächst östlich von dem Hauptkieselschiefer-Zuge im N. von Hüttenrode lassen sich in einer Anzahl in der Streichlinie der Schichten hintereinander gereihter Aufschlüsse jene rothen und grünen Schiefer beobachten, die ich als Aequivalent der Karpholith-Zone im Südostharze zuerst von Michaelstein und Rübeland kennen gelehrt (Jahrb. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. u. Bergak. 1880, S. 22, Anm. [2]) und auf der Geologischen Uebersichtskarte als Buntschieferzone im Oberen Wieder Schiefer verzeichnet habe. Am besten aufgeschlossen findet man diese Schichten an dem Fusswege, der von Michaelstein her durch den unteren Silberborngrund und dann an der Westseite des Staufenbergs entlang steil bergan führt. Da wo diese steile Schlucht gegen S. aushebt, verschwinden die Bunten Schiefer auf kurze Erstreckung und werden erst wieder im nördlichen Einhange des Braunen Sumpfs zwischen der alten und der neuen Fahrstrasse von Hüttenrode nach Blankenburg sichtbar, obwohl auch hier die rothe Farbe sehr zurücktritt gegen eine trübgrünliche bis grüngraue, die durch Verwitterung gern in's Braune übergeht. Jenseits des Braunen Sumpfs im südlichen Thalhange sind die Buntschiefer wieder typischer, sowohl im Hüttenroder Gemeindewalde als auf der Grenze desselben gegen den fiscalischen Forstort Nördlicher Astberg; auf der Fortsetzung der Streichlinie im südlichen Astberge verliert man bald wieder ihre Spur, bis sie wenig entfernt vom Grossen Schöth-Thale zwischen Hauptquarzit und Stringocephalen-Kalk am Nordostende der Neuwerk-Hüttenroder Mulde noch einmal ganz charakteristisch auftreten. Von diesem Punkte gegen SW. längs der diese Mulde südöstlich begrenzenden, spiesseckig zum Streichen erstreckten Ueberschiebungslinie fehlt die Buntschieferzone allem Anschein nach zu Tag bis zu ihrem Wiedererscheinen südwestlich von Neuwerk. — Ganz im Westen, beziehungsweise

im Südwesten des Elbingeroder Muldensystems, liessen sich, einige Hundert Schritte unterhalb Elend an der Kalten Bode, dieselben Schichten zu beiden Seiten des Flusses in den Forstorten Uetschenpfühle und Lindla abermals nachweisen. Auffälliger Weise haben die Untersuchungen auf dem West- und dem Nordrande der Mittel- und Oberdevonmulden bisher noch keine Andeutung von dem Vorhandensein der Buntschieferzone erbracht. Das weist uns auf Facies-Verhältnisse als Grund für die stofflich abweichende Zusammensetzung dieser Schiefer hin, womit auch das örtliche Auftreten ähnlicher Faciesgebilde in ganz anderen Schichtengruppen nicht nur des Harzes, sondern auch des Voigtlandes, Fichtelgebirges, des Taunus und des Rheinisch-Westfälischen und Belgisch-Französischen Schiefergebirges wohl übereinstimmt. So z. B. sind ganz ähnliche rothe und grünliche Schiefer local im Unteren, nicht im Oberen Wieder Schiefer in der diabasreichen reinen Schieferzone im Liegenden des Hauptquarzits von mir beobachtet worden: im Huhnholze zwischem dem Bolmker Wasser und dem Zillierbache, nordnordöstlich vom Büchenberge, und in den Hasselfelder Wiesen zwischen Eichenberg und Dornkopfe an dem Fusswege, der von Hasselfelde nach der Rapbodebrücke am Rothen Stein führt.

Oestlich von der aus dem Silberborngrunde quer durch den Braunen Sumpf bis zum Nordostende der Neuwerk-Hüttenroder Mulde verlaufenden Buntschieferzone folgt ein sehr mannigfaltiger Wechsel von Eruptivgesteinen, Quarziten und blauen Thonschiefern, welche bei nahezu südnördlichem Streichen (meistens in den Stunden 11—2) vom Astberge nach dem Bielsteine und Staufenberge, dem Schieferberge, Ziegenkopfe und Eichberge verlaufen und die Oberen Wieder Schiefer mit dem Haupt-Quarzit nebst der Oberen Abtheilung der Unteren Wieder Schiefer repräsentiren. Noch weiter östlich dagegen, in der Westhälfte des Hessenhai, im Herzoglichen Wild-Parke und im Forstbezirk Walhalla folgen die Schichten der Unteren Abtheilung der Unteren Wieder Schiefer, ein von Diabas-Einschaltungen freies Schiefersystem, das untergeordnet Kieselschiefer und damit verwandte härtere festere Schiefer führt,

örtlich ganz beschränkt auch Grauwacken- und Quarzit-Einlagerungen, während der Kalksteinfelsen des Blankenburger Schlossbergs die Hercyn-Kalke darin vorstellt. Daraus, dass am Triftwege zwischen Cattenstedt und Wienrode derselbe Kalkstein in einem alten verschütteten Anbruche noch einmal westlich von der Wienroder Tanner Grauwacke ansteht, und aus dem weiteren Umstande, dass zwischen diesen beiden Kalkvorkommen mit den zugehörigen diabasfreien Schiefern noch einmal die obere diabasreiche Abtheilung der Unteren Wieder Schiefer am Lindenberge westlich von Cattenstedt auftritt, erkennt man eine durch Faltung oder Wechselüberschiebung hervorgerufene Doppelung des Schichtenprofils.

Dass solche Doppelungen auch innerhalb des zuerstgedachten, an Eruptivgesteinen überreichen westlichen Antheiles dieses Profils und seiner dadurch nicht minder ausgezeichneten südlichen und südwestlichen Fortsetzung in der weiteren Umgebung von Wendefurt vorhanden sind, daran kann kein Zweifel bestehen. Es ist aber in dem ermüdenden Wechsel von Eruptiv-, Schiefer- und Quarzitvorkommen äusserst schwierig, feste Sattel- und Muldenoder Ueberschiebungslinien zu verfolgen. Eine detaillirtere Schilderung dieses Gebietes muss daher vorläufig unterbleiben. Da aber die zwischen die Schichten eingeschalteten und mit diesen gemeinsam gefalteten Eruptivgesteine wenigstens einigen Anhalt für die Entzifferung des complicirten Schichtenbaues geben, so sei noch Einiges über die Unterschiede, welche sich in der stofflichen Zusammensetzung, der Struktur und der Vertheilung der Eruptiv-Massen erkennen lassen, bemerkt.

Sieht man vom Bodegange bei Wendefurt, dessen südlicher Ast aus dem Gr. Mühlenthale bei Ludwigshütte bis nahe an den Kl. Stemmberg verfolgt werden konnte, ab und nimmt ein kleines, noch nicht anstehend gefundenes, aber durch seinen Granat-Cyanit-, Sillimanit-, Glimmer- und Schwefelkies-Gehalt höchst interessantes Vorkommen des aus der Gegend von Michaelstein als Kersantit beschriebenen (Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergakad. 1880, S. 22 ff.) Gesteins im Grossen Mühlenthale aus, so sind alle übrigen Eruptivgesteine des in Rede stehenden Gebietes bisher als Diabase betrachtet worden und auf

der Geologischen Uebersichtskarte auch als solche dargestellt worden. Nur das Gestein der Grube Oberer Stahlberg ganz im Südwesten der Neuwerk-Hüttenroder Mulde war damals schon mit einer grösseren Anzahl von Vorkommen aus der mittleren Partialmulde [1]) als Alter Syenit-Porphyr (Orthoklas-P.) ausgezeichnet worden, seither erkannt als Natron-Syenitporphyr oder Keratophyr [2]). Das Gestein jener Grube gehört den Quarz-Keratophyren an und erscheint als das durch Faltung emporgepresste Liegende des Schal- und Blattersteins rings von diesem letzteren umgeben. Seitdem haben aber die fortgesetzten Untersuchungen ganz nahe verwandte Gesteine auch aus dem Unterdevon und zwar aus dem Oberen Wieder Schiefer kennen gelehrt. Dahin gehören die Gesteine auf der Höhe südlich von Rübeland, die sich aus dem Forstorte Tiefesitte bis zum Harmsberg südlich Neuwerk ausdehnen und noch weiter südlich in den Forstorten Hamburgs Dickung und Langehals (Wasserweg) angetroffen werden. Es sind dies dieselben Gesteine, deren Eingangs bei Besprechung der Lagerungsverhältnisse unter dem Namen Keratophyre und zugehörige Augit-Orthophyre Erwähnung gethan wurde, während der ebendaselbst genannte Quarz-Keratophyr und die von Hüttenrode und Umgebung aufgeführten Gesteine in ihrer geologischen Position dem Gesteine von der Grube Oberer Stahlberg entsprechen.

Es war demnach sehr wahrscheinlich, dass auch nördlich von dem NO.-Muldenende jene Gesteine aus den Oberen Wieder Schiefern an der richtigen Stelle wieder auftreten würden. In der That zeigt der mächtige Eruptivgesteinszug, der zunächst östlich der

---

[1]) Auch aus diesem mittleren Theilmulden-Gebiet haben fortgesetzte Untersuchungen noch andere Keratophyr-Vorkommen kennen gelehrt, so z. B. aus der Umgebung des Rabensteinkopfs bei Neuehütte und im nördlichen Thaleinhang des Oberlaufes des Silberborngrunds. Ebensowenig fehlen diese interessanten Gesteine in der nördlichsten der drei Theilmulden, wo sie im Ortsberg, Hildebrandt und Rothenberg anstehen.

[2]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1882, S. XXII; Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXXIV, 1882, S. 199—200, S. 455—456; Bd. XXXV, 1883, S. 215 ff. Sitzungsber. d. Gesellsch. naturforsch. Freunde zu Berlin, 1883, S. 154—178; 1885, S. 41, S. 84.

oben beschriebenen Buntschieferzone über den Rücken des Staufenbergs und von da durch die Forstorte Schiefergrund und Bielstein westlich von der gleichnamigen Felspartie in den Braunen Sumpf hinein und jenseits bis fast zum Wolfsgrund über den Astberg streicht, eine petrographische Ausbildung, welche zunächst nur den Gesteinen aus den Forstorten Tiefesitte und Stahlberg etc. südlich von Rübeland verglichen werden kann, obwohl der Habitus der Gesteine hier im Norden innerhalb weiterer Grenzen schwankt.

Am besten aufgeschlossen sind die Gesteine augenblicklich im Braunen Sumpfthale, wo Steinbrüche des um den Aufschwung des Bruchbetriebs im Blankenburg'schen verdienten Maurermeisters Elsner auf beiden Ufern darin angelegt sind, um Pflastersteine und Beschotterungsmaterial zu gewinnen. In diesen Brüchen treten zweierlei Gesteinsvarietäten auf, die sich so innig durchdringen, dass viele Pflastersteine ein marmorirtes Aussehen haben: die eine dunklere Varietät ist feinkörnig bis porphyrartig, die andere recht deutlich körnig; letztere, grünlichweiss und dunkelgrün gefärbt, gleicht sehr dem körnigen Diabas des Harzes, zumal dem aus der oberen Abtheilung des Unteren Wieder Schiefers; erstere kann mit porphyrartigen Spielarten desselben Gesteins leicht verwechselt werden. Weisser Feldspath und dunkelgrüner Chlorit bedingen eben in den fraglichen, wie in den Diabas-Gesteinen die Färbung; vereinzelte mit Kalkspath und Chlorit erfüllte Mändelchen erhöhen noch die Aehnlichkeit, die sich durch die Verwitterung noch mehr steigert, indem alsdann, wie z. B. in dem Profile der schönen Poststrasse nördlich des Thalgrundes, jene für verwitterte Diabase, Melaphyre und Dolerite so bezeichnende kugelig-schalige Absonderung und Eisenrostfärbung hervortreten.

Eingehendere Betrachtung der körnigsten Gesteinsvarietäten zeigt indessen, dass weitaus die allergrösste Anzahl der Feldspäthe keine Zwillingslamellirung, auch nicht bei Anwendung der Lupe, erkennen lässt, zugleich fällt die mehr breitrectanguläre, als lang leistenförmige Gestalt der Feldspäthe und damit im Zusammenhang eine mehr granitischkörnige, als divergentstrahligkörnige Struktur des Gesteins auf. Dieselbe Beschaffenheit, wie diese

Feldspathe zeigen häufig auch diejenigen in dem feinkörnigeren Gestein, welche demselben den porphyrartigen Habitus verleihen, indessen bemerkt man hierunter auch solche mit deutlicher Zwillingslamellirung nach dem Albit-Gesetze. Der chloritische Gemengtheil beider Gesteine ist dunkler gefärbt als der typischer Diabase, mehr schwarzgrün, als seladongrün; Biotit-Blättchen sind in der feinkörnigeren Gesteinsvarietät nicht selten dazwischen mit der Lupe erkennbar.

Die mikroskopische Untersuchung vervollständigt das so gewonnene Bild von der Natur der Gesteine dahin, dass sie den Chlorit nur zum kleineren Theile als Umbildungsprodukt des Biotits, vorwiegend dagegen als solches eines mit der Verfeinerung der Korngrösse procentisch zunehmenden Augits nachweist. Dieser Augit gleicht nicht dem gewöhnlichen, nelkenbraun oder lederbraun (seltener lebhaft grün) durchsichtigen Diabas-Augit; seine ganz licht gelblichen, apleochroitischen Krystallkörner, die z. Th. regelmässig begrenzte Umrisse in der Säulenzone und vorzugsweise nur säulige Spaltbarkeit zeigen, erinnern viel mehr an den Augit der Kersantite. Weitaus die meisten Feldspäthe der deutlicher körnigen Varietät zeigen, zwischen gekreuzten Nicols betrachtet, jenes zweifarbig fleckige [1]) Polarisiren der kleineren Alkali-Feld-

---

[1]) Nicht an einem Dünnschliff eines »Kersantits«, wie E. Weiss (d. Jahrb. 1883, S. 227) zufolge eines *lapsus linguae* oder *memoriae* mittheilte, sondern an dem Quarz-Keratophyr aus dem Mühlenthale zwischen Rübeland und Elbingerode habe ich einmal meinem Freunde die Erscheinung solcher fleckigen Feldspäthe mit zweierlei Farben, beziehungsweise Auslöschungsrichtungen gezeigt. Dass diese Erscheinung nun aber »die gleiche« sei, wie die von E. Weiss an den Dünnschliffen quarzarmer Porphyre aus der Gegend von Friedrichsroda beobachtete und als Zersetzungserscheinung oder aber sogenannte optische Anomalie von einerlei Feldspathsubstanz gedeutete, scheint mir doch erst eines viel eingehenderen Vergleichs zu bedürfen, der nicht nur ein Präparat eines Vorkommens, sondern die verschiedenen Keratophyr-Typen des Harzes, Fichtelgebirgs, aus Sachsen und aus dem Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirge berücksichtigte. Für alle diese Gesteine ist ein namhafter Natron-Gehalt charakteristisch, der meist sogar den Kali-Gehalt im Aequivalenz-, oft sogar im Procent-Verhältniss übertrifft (vergl. J. Roth, Beitr. z. Petrogr. d. plut. Gest. 1884, S. 15, 16, XX—XXIII); das »am wenigsten frische« Gestein aus dem Thüringer Wald (E. Weiss, a. a. O., S. 227), an welchem mein Freund »die abnorme optische Erscheinung besonders stark auffällig« (a. a. S. 226) fand, ergab dagegen nur 0,35 Na_2O auf

späthe in den Keratophyren, an dessen Stelle in grösseren Krystallen derselben Varietät zuweilen, unter Wahrnehmung von dreierlei Farben, deutlich eine mikroskopisch feine Perthit-Verwachsung zweier Feldspäthe, eines ungestreiften und eines mit Zwillingstreifung erkannt werden konnte, wie sie an den porphyrischen Einsprenglingen der Keratophyre anderer Vorkommen (z. B. Garkenholz bei Hüttenrode, Rosenbühl bei Hof) auftritt; auch in der dunkleren feinkörnigeren Spielart treten solche fleckige Feldspäthe, namentlich auch unter den porphyrartig eingewachsenen, neben nach dem Albitgesetze verzwillingten hervor. Titanhaltiges Eisenerz mit Leukoxen-(Sphen-)Schleierchen und Apatit in geringen Mengen finden sich um so mehr, als diese albitisch verzwillingten Plagioklase procentisch zunehmen. — Was nun jene Durchdringung der beiden Gesteinsarten betrifft, so erscheint, wie so häufig, die dunklere, feinkörnigere basischere Varietät die relativ früher, die lichtere gröberkörnige, saurere die relativ später verfestigte, das Ganze aber eine so innig verbundene Gesteinsbildung, dass an einer Förderung aus ein und demselben Eruptionsheerde nicht gezweifelt werden kann.

9,26 K_2O, die quarzarmen Porphyre überhaupt 3,11—0,35 Na_2O auf 9,26—7,65 K_2O. Chemisch sind die beiden in Rede stehenden Gesteinsgruppen danach gar nicht dieselben. Aber auch physikalisch ist die Erscheinung der fleckig polarisirenden Feldspäthe beider zunächst nicht »die gleiche«. Denn deutlichen Mikroperthit, in welchem also die eine Hälfte der Flecken Zwillingslamellirung zeigt, hat E. Weiss gar nicht in seinen quarzarmen Porphyren beobachtet; gerade dieser aber ist charakteristisch in den Keratophyren und gestützt auf sein Vorkommen und auf meine, seither durch Schuster, Rosenbusch, Klockmann, die sächsischen Geologen u. A. bestätigte Erfahrung, dass der Albit gar nicht selten und in sehr kleinen Individuen allermeist unverzwillingt auftritt — weit häufiger anscheinend, als die Kalknatronfeldspäthe nach Rosenbusch und Hawes —, deute ich auch die kleineren fleckig polarisirenden Feldspäthe der Keratophyre auf Verwachsungen von Kali- und Natronfeldspath ohne Zwillingstreifung. Zersetzungserscheinungen und optische Anomalien an einerlei Feldspathsubstanz würden vielfarbige Nüancirungen, undulatorisches Auslöschen oder vielfarbiges Mosaik im polarisirten Lichte bedingen können, nicht aber, wie mir scheinen will, feldchenweis zweifarbige Flächenzeichnung. Man könnte sich versucht fühlen die Weiss'schen Beobachtungen auf eine sich gegenseitig durchdringende Verwachsung von unverzwillingtem Kalimikroklin und von Orthoklas zu deuten; dem steht aber doch die Mittheilung meines Freundes mehrfach entgegen, die sich freilich gerade auf die Erscheinungen an zersetztem Gestein stützt.

Die beiden Spielarten des Gesteins wurden für sich analysirt: Analyse I ist die chemische Mischung der grobkörnigeren, II und II * diejenige der feinkörnigeren porphyrartigen Varietät; zum Vergleich sind beigesellt die Analysen Ia (Quarzkeratophyr aus dem Mühlenthal zwischen Rübeland und Elbingerode), Ib (Keratophyr von Oberneisen = Lahnporphyr Koch's e. p.), Ic (Keratophyr Gümbel's vom Rosenbühl bei Hof im Fichtelgebirge), Id (Keratophyr vom Nordrande des Garkenholzes bei Hüttenrode), Ie (das sogleich zu erwähnende Gestein vom Gipfel des Ziegenkopfs über Blankenburg), IIa (Augit- Palaeorthophyr = Kali-Keratophyr von der Unteren Tiefesitte bei Rübeland nach Abzug des Carbonats der Kalkspathmandeln procentisch umgerechnet), IIa * (derselbe mit dem Carbonat); III (typischer körniger Diabas von Hüttenrode).[1])

Die Tabelle ergiebt die sichtliche Zusammengehörigkeit der Gesteine Ib bis I einschliesslich; Alkalifeldspath und zwar besonders Natronfeldspath macht den vorwiegenden Bestandtheil dieser Gesteine aus (in Id z. B. 92,20 pCt. : 72,2 Natronfeldspath und 20 pCt. Kalifeldspath): das sind Keratophyre im engeren Sinne des Wortes; Ia ist davon nur durch den namhaften Quarzgehalt unterschieden und danach als Quarz-Keratophyr bezeichnet. Die Analyse I betrifft also einen körnigen, den natronreichen Augit-Syeniten annähernd vergleichbaren Keratophyrtyp von nahezu gleicher chemischer Mischung wie die der porphyrischen Keratophyre Ib bis Ie. Die Analysen II und II * der feinkörnigeren porphyrartigen Spielart, die mit dem Gestein I so innig zu einem Ganzen verfestigt ist, nähern sich zwar sichtlich der Diabas-Mischung III, indem zufolge des grösseren Augit-Gehalts und des Gehalts an Kalknatronfeldspath neben dem Alkalifeldspath die Procente der Kalkerde und Magnesia sichtlich gestiegen sind; immerhin bleibt auch in diesen Mischungen die Summe von CaO und MgO, selbst, wenn man die für die P_2O_5 (Apatit) und Co_2 (Kalkspath) erforderlichen Mengen von CaO nicht in Abzug bringt, noch unter der Summe der Alkalien, während sie im Diabas (III)

[1]) Siehe die Analysentabelle auf der folgenden Seite.

	Ia	Ib	Ic	Id	Ie	I	IIa	IIa*	II	II*	III
SiO_2	70,97	63,02	63,58	61,67	58,80	57,23	54,51	45,53	52,36	50,93	48,50
$TiO_2(ZrO_2)$ . .	0,25	0,77	—	0,34	0,40	1,29	2,453	2,04	0,29	2,30	1,74
Al_2O_3	13,84	18,81	13,60	17,47	17,03	18,17	16,69	13,88	17,23	15,11	14,39
Fe_2O_3	3,21	0,99	6,71	1,37	2,44	1,02	2,49	2,07	4,13	2,13	2,13
FeO	0,78	0,37	4,47	3,92	5,81	4,96	5,314	4,42	7,53	8,85	10,91
MnO	0,12	—	—	Spur	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,20	0,37	2,58	2,13	1,83	1,47	0,673	0,56	3,18	3,56	6,54
CaO	1,26	0,59	—	0,18	1,16	1,19	2,007	11,10	4,29	3,53	8,71
Na_2O	6,27	5,27	5,25	8,52	5,22	4,67	1,359	1,13	5,10	5,06	3,18
K_2O	1,57	7,31	0,32	3,38	4,27	6,71	11,70	9,73	2,93	3,16	0,58
H_2O	0,74	2,55	2,94	0,45	2,68	3,00	2,165	1,80	3,01	3,31	3,95
P_2O_5	0,08	Spur	—	0,06	0,11	0,21	0,493	0,41	0,33	0,43	0,22
SO_3	Spur	0,19	—	—	0,11	0,08	0,168	0,14	0,16	0,10	—
CO_2	0,79	—	—	0,05	0,75	0,01	—	7,41	0,21	0,14	0,15
Org. Substanz	0,01	—	—	—	—	0,10	0,024	0,02	—	—	—
Summa	100,09	100,24	99,45	99,55	100,31	100,11	100,046	100,04	101,77	98,61	101,00
spec. Gewicht	2,709	2,539	—	2,611	2,677	2,662	2,681	2,681	2,797	2,778	2,937
	Jacobs	Böttcher	Loretz	Jacobs	Gremse	Böttcher	Gremse	Gremse	Sieber	Böttcher	Böttcher

das Vierfache von der Summe der Alkalien beträgt. Der Namen Diabas kann daher für solche Gesteine um so weniger Anwendung finden, als sie die älteren Repräsentanten der jüngeren Augit-Trachyte bilden und als sich auch in den mittelzeitlichen Eruptionsgebieten, wie z. B. im Rothliegenden der Prims-Gegend neben den porphyritischen Melaphyren neuerdings basische Augit-Orthophyre haben nachweisen lassen. Dass diese basischeren Gesteine der Keratophyr-Formation auch in einer ganz ausgezeichneten chlorit- und kalkspathreichen und daher sehr diabasähnlichen Mandelsteinbildung, demnach als Augit-Keratophyr-Mandelstein auftreten können und dann unter Zurechnung der Carbonate noch viel kieselsäureärmer erscheinen, dafür geben die Analysen IIa und IIa* aus der Rübeländer Gegend einen Belag. Die in diesem Mandelgesteine IIa* gefundene Kieselsäuremenge beträgt nur 45,33 pCt., es ist aber 7,41 pCt. Kohlensäure zugleich gefunden, der 16,9 pCt. $CaCO_3$ entsprechen, nach deren Abzug die Umrechnung auf 100,04 die unter IIa mitgetheilten Werthe ergiebt. Wenn in diesem Gesteine (welches nahezu seine Parallele findet in dem durch E. Dathe im Jahrbuch für 1883 unter seinen Diabasen aus dem Lobenstein'schen S. 437 trefflich beschriebenen Gestein vom Gallenberge, nur, dass das Harzer Gestein sehr viel frischer und trotzdem alkalireicher ist, zum Beweis, dass das Alkali dem Gesteine von Haus aus angehört) der Natrongehalt fast ganz durch den Kaligehalt verdrängt ist, so dass es vielmehr ein Kali-Augit-Keratophyr oder ein zur Keratophyr-Formation zugehöriger Augit-Palaeorthophyr heissen muss, so stimmt dies mit anderen Erfahrungen über die Zusammensetzung der geologisch einheitlichen Keratophyr-Formation sehr wohl überein. Denn, ganz abgesehen davon, dass in diesen Gesteinen Natronorthoklas neben plagioklastischem Natronfeldspath nach Analogie mit den Augitsyeniten vermuthet werden darf, fehlt es darunter auch sonst nicht an Vorkommen, in welchen typischer Orthoklas (Kali-Orthoklas) den Natronfeldspath grossentheils verdrängt (Granitporphyrartiger Kali-Keratophyr aus Hamburgs Dickung südlich Rübeland: SiO_2 66,20; TiO_2 0,06; Al_2O_3 17,76; Fe_2O_3 1,32; MgO 0,08; CaO 0,25; Na_2O 3,00; K_2O 10,54;

H_2O 0,68; CO_2 0,03; CH_4 0,05 = Summa 99,97, sp. Gew. 2,580 (LORENZ) mit 25,46 pCt. Natronfeldspath und 62,34 pCt. Kalifeldspath)[1]).

Geht man von den Steinbrüchen das Braune Sumpfthal weiter abwärts, so trifft man nach je einem trennenden Schiefermittel noch zweimal Keratophyr, das erstemal in der Verlängerung der Bielsteinklippe, das anderemal ein wenig weiter thalabwärts. Die Gesteine dieser Züge, welche sich auch an der Postfahrstrasse im nördlichen Thalhang in der Umgebung der genannten Klippe gut aufgeschlossen zeigen (fiskalischer Steinbruch gegenüber vom Bielstein mit roh pfeilerartiger Absonderung der Eruptivmasse[2])), sind äusserlich vorwiegend recht verschieden von den soeben besprochenen Keratophyren; ihre Farbe ist lichter, grauer, sie sind porphyrartig bis nahezu porphyrisch durch Karlsbader Zwillinge oder einfache Krystalle von Alkalifeldspath in einer nicht ganz dichten, aber recht feinkörnigen, sichtlich feldspathreichen und relativ chloritarmen Hauptmasse, die überdies rundliche bis langgestreckte Kalkspathmändelchen in mässiger Zahl enthält. Vor dem oben angeführten Augit-Palaeorthophyr-Mandelstein und typischen Diabasmandelsteinen zeichnet sich dieser Keratophyrmandel-

---

[1]) Die Keratophyr-Formation zeigt so recht, wie künstlich unsere von J. ROTH zuerst in aller Schärfe angewandte und von F. ZIRKEL und H. ROSENBUSCH adoptirte Eintheilung der geologischen Körper, die wir Massen- oder Erstarrungsgesteine (Plutonite) heissen, nach dem rechten oder schiefen Hauptspaltwinkel der Feldspäthe ist. Diese Künstlichkeit wird von J. ROTH selbst recht treffend hervorgehoben, wenn er in seinen Beiträgen zur Petrographie der plutonischen Gesteine (1884), die ja die unentbehrlich gewordene Grundlage zur Würdigung der Massengesteine vom chemischen Gesichtspunkt aus bilden, meine Keratophyre und Quarzkeratophyre zu den Orthoklas-Gesteinen stellt, die Pantellerite FOERSTNER's, sichtlich die jüngeren geologischen Aequivalente der Quarz-Keratophyre, dagegen zu den Plagioklas-Gesteinen. Die geologische Natur der Gesteine verträgt offenbar nicht eine so scharf nach mineralogischen Gesichtspunkten gegriffene Eintheilung, wenigstens müsste man dann fürderhin in Alkali-Feldspath-Gesteine und Gesteine mit kalkhaltigem Feldspath eintheilen.

[2]) Der herzogliche Baumeister Herr BRINKMANN in Blankenburg, der überall bei den Strassenbauten im Kreise Blankenburg ein reges Interesse für die Geologie des Gebirges bekundet, hat seiner Zeit eine Photographie dieses Steinbruchs aufnehmen lassen.

stein[1]) auch durch höhere Härte und Zähigkeit aus. Im weiteren Fortstreichen der Gesteine gegen N. treten aber sowohl an der direct von Hüttenrode nach dem Ziegenkopfe führenden alten Poststrasse, als auch im Thalgrunde des Wasserweges nördlich davon sehr mandelreiche Mandelsteine auf, die man bei grösserer Antheilnahme von Chlorit und Kalkspath vom Diabasmandelstein[2]) (Blatterstein) ohne mikroskopisch-chemische Untersuchung nicht zu unterscheiden vermag. Dennoch stehen sie in engem räumlichen Zusammenhange mit den vorher besprochenen, sowie mit den mehr körnigen Gesteinsabänderungen aus dem Braunen Sumpfthale, denn jenseits des Wasserweggrundes zieht der Mandelstein zum Staufenberge aufwärts, so dass hier der östliche der drei südnördlich erstreckten Keratophyrzüge mit dem westlichen zusammentrifft. Der Wechsel in der Struktur und im äusseren Habitus der Eruptivmasse auf dem Staufenberge (und seiner südlichen Fortsetzung bis in den Forstort Schiefergrund und zum Wegweiser an der Abgangsstelle des Herzoglichen Weges aus der alten Poststrasse) ist sehr mannigfaltig und oft ein jäher, scheinbar unvermittelter, was nach den Erfahrungen aus den eingehender beschriebenen Vorkommen der Elsner'schen Steinbrüche nicht Wunder nehmen kann. Im Allgemeinen sind hier gegen N. die Gesteine mehr porphyrartig, gegen S. mehr körnig, während die peripherischen Massen, zum wenigsten auf der Ost- und Nordseite, zur Mandelsteinbildung neigen. Ganz im S. treten grobkörnige Gesteine auf, die, wenn man von dem Fehlen des Glimmers absieht, bei einem namhaften Gehalt an Quarz bei der ersten Betrachtung sehr an Granit erinnern; die mikroskopische Untersuchung zeigt indessen deutlich, dass der Quarzgehalt ein secundärer, an Stelle des Chlorits getretener ist.

---

[1]) Kali-Keratophyrmandelstein, wie eine seither vollendete Analyse zu zeigen scheint: SiO_2 63,30; TiO_2 0,18; Al_2O_3 16,23; Fe_2O_3 1,33; FeO 3,83; MgO 1,39; CaO 0,71; Na_2O 3,71; K_2O 6,94; H_2O 1,96; P_2O_5 Spur; SO_3 0,09; CO_2 0,44; Org. Subst. 0,09 = 100,20; spec. Gew. 2,630 (Gremse).

[2]) Gleichwohl gehören sie zum Augit-Palaeorthophyr, denn eine neuerlich ausgeführte Analyse ergab: SiO_2 36,69; TiO_2 3,28; Al_2O_3 12,82; Fe_2O_3 1,83; FeO 8,37; MgO 3,51; CaO 12,85; Na_2O 1,28; K_2O 4,26; H_2O 3,75; P_2O_5 0,54; SO_3 0,72; CO_2 9,96 = 99,86; spec. Gew. 2,773 (Gremse).

Räumlich völlig geschieden von diesen umfangreichen Keratophyrmassen ist das Gipfelgestein des Ziegenkopfs, das in der Meridianlinie östlich des Gasthofs die Bergkuppe durchzieht, ohne den Wasserwegsgrund zu erreichen. Da westlich und östlich dieses Meridians eine abwechselnd aus Quarzit, Schiefer und typischem Diabas aufgebaute Zone folgt, so mag hier vielleicht eine Einmuldung des Keratophyrs der hangenderen Schichten vorliegen. Dem Aussehen nach gleicht das porphyrische und etwas mandelsteinartige Ziegenkopfs-Gestein (Analyse Ic) dem Keratophyr der Bielsteinklippe [1]). Brocken des Nebengesteins, den äusserlich Kieselschiefer-ähnlichen Diabas-Contact-Gesteinen vergleichbar, kommen darin vor.

Aus den Diabasen der Unteren Wieder Schiefer, welche in den Steinbrüchen des Wasserweges auf der Nord- und Nordwestseite des Ziegenkopfs und der Südseite des gegenüberliegenden Eichberges am besten aufgeschlossen sind, aber auch in der neuen Poststrasse und den Forstfahrwegen der Umgebung von Blankenburg dankenswerthe Profile darbieten, sei eine porphyrartige Varietät, ein sogenannter Labradorporphyr, Grünporphyr (Porfido verde), hervorgehoben, der von der Wendefurter und Neuwerker Gegend an der Bode bis zum Nordrande bei Blankenburg sehr häufig beobachtet wird. Die graugrüne Grundmasse dieser Diabas-Spielart ist nie so dicht, wie diejenige des Labradorporphyrs aus den oberdevonischen Schalsteinen zwischen Elbingerode und Rübeland (Umgebung des Herzogsteins und des gegenüberliegenden Mühlenthaler Stollns), auch fehlt die secundäre Rotheisenerzbildung, die für das letztere Gestein, wie für die Schalsteine oft so bezeichnend ist. Sehr ähnlich sind dagegen einige Diabasporphyre aus den Zorger Schiefern in den gegen Hasselfelde und Stiege zugekehrten oberen Ausläufern des Ilfelder Thals und in der Umgebung von Zorge selbst. Im Unteren Wieder Schiefer bei Blankenburg ist das Gestein besonders lehrreich aufgeschlossen in dem östlichsten Diabas-Vorkommen des Schieferbergs, das vom Sägemühlenteich in gut entblössten Klippen sich nach

---

[1]) Trotzdem überwiegt das Na_2O in ihm das K_2O procentisch.

dem Kamme des Berges aufwärts erstreckt. Leicht nimmt man hier wahr, dass die im frischeren Zustande lauchgrünen und deutlich nach dem Albit-Gesetz lamellirten, im verwitterten Zustande dagegen weiss gebleichten Plagioklas-Einsprenglinge keinerlei regelmässige Vertheilung durch die ganze Masse des Eruptivgesteins zeigen. Der Diabas erscheint sonach strichweise schlicht feinkörnig und örtlich gegen das Nebengestein, das nur in einem schmalen Saume längs desselben metamorphosirt ist, als Diabasmandelstein. Trotz dieses Schwankens in der Structur auf beschränktem Raumgebiete hat diese porphyrartige Diabas-Varietät mit oft 1 Centimeter und darüber messenden Plagioklas-Einsprenglingen auch in kleinen Fragmenten etwas sehr Charakteristisches, was um so mehr Beachtung verdient, als das directe Angrenzen des Vorkommens am Sägemühlenteich an die untere diabasfreie Abtheilung der Unteren Wieder Schiefer und die Gesammtverbreitung analoger Vorkommen dafür zu sprechen scheinen, dass diese Gesteinsausbildung vorzugsweise in einem relativ tiefen Niveau der diabasführenden oberen Abtheilung auftritt.

Zum Schluss sei bemerkt, dass nach Graptolithen bei Blankenburg leider vergeblich gesucht wurde, trotz Sorgfalt und Zeitaufwand. Tentaculiten wurden im nördlichen Astberge östlich vom Keratophyr, also im oberen Wieder Schiefer, wie auch schon anderwärts (Herzogl. Weg im Forste Oehrenthal, Zillierbach und Andreas-Berg bei Elbingerode) gefunden. Sie sind indessen nicht leitend, denn am Schieferberge fand sie Herr Stadtsekretär Scheffler in einer schmalen chloritischen Schieferlage zwischen den körnigen Diabasen des Unteren Wieder Schiefers. Diesem tüchtigen Manne verdanken wir eine reiche, theils durch ihn, theils durch Herrn Bergreferendar Max Koch gesammelte Suite aus den kalkreichen Schichten des Hauptquarzits von Michaelstein (cf. Jahrb. 1880, S. 16 bis 18).

Mittheilung des Herrn A. Halfar über Aufnahmen in der nordwestlichen Ecke des Messtischblattes Zellerfeld.

Von den geognostischen Untersuchungen in diesem südwestlich bis nahezu westlich von Goslar gelegenen Gebiete ist wenig

interessantes Neue zu berichten, da die Kartirung vorwiegend in denselben Gebirgsgliedern wie in dem Vorjahre stattfand. Nur kurz vor der nördlichen Blattgrenze gelangte sie in das Gebiet der von hier bis an den nördlichen Harzrand reichenden Goslarer Schiefer mit deren Diabas-Einlagerungen.

Bei Beschreibung der Gesteine des **Oberdevon** nördlich der grossen Culm-Mulde westlich der Grane ist auf S. XXXVII des vorhergehenden Jahrbuches erwähnt, dass die oberdevonischen Schiefer bei grosser Dichtigkeit durch grössere Härte und vollständige Zerklüftung in kurze Parallelepipede durchaus den Habitus ächter Kieselschiefer annehmen, zumal in den tief dunkel gefärbten Lagen. Ein solches, hier besonders aber mit einer hellen Varietät des Culmkieselschiefers geradezu zu verwechselndes Gestein, dessen Aussenflächen z. Th. fast Quarzhärte erreichen, während sein frischer Bruch stets leicht mit dem Messer ritzbar ist, steht in einem gegen 70 Schritte breiten Zuge oben an der östlichen Abdachung des Wethberges an. Da seine Entfernung von dem östlicheren der beiden Hauptgipfel dieses auffällig gestalteten Berges unbedeutend ist und letzterer aus einem flachen Sattel von graugrünlichem Kalkknotenschiefer der Cypridinenstufe besteht, in dessen Liegendem das kieselschieferähnliche Gestein auftritt, so würde sich dasselbe bei dem hiesigen sehr flachen Schichtenfallen nur wenige Meter unter letzterem befinden und somit wohl gleichfalls zum oberen Oberdevon zu stellen sein, falls nicht eine streichende Schichtenstörung beide trennt. Seine Zugehörigkeit zu diesem Niveau kann aber erst als erwiesen betrachtet werden, wenn sich in ihm oder schon in seinem Liegenden Cypridinen in zahlreichem geselligen Vorkommen vorfinden.

Bisher galt für den nordwestlichen Oberharz wohl allgemein die Meinung, dass verkieste Petrefakten, abgesehen von dem örtlichen Auftreten solcher in Culmthonschiefern, sonst, und zwar als ein charakteristisches Unterscheidungsmittel von höheren Devonschichten, nur im Goslarer Schiefer vorkommen. Die Untersuchungen im Vorjahre haben indess die Unhaltbarkeit dieses Unterscheidungsmerkmals erwiesen, indem verkieste Fossilien auch im Oberdevon aufgefunden wurden. Der wichtigste Fundpunkt

liegt auf der nördlichen Abdachung des schon erwähnten Wethberges an dem guten Forstwege, welcher über seinen westlichen Fuss am östlichen Thalgehänge der Varley entlang geführt ist. Hier finden sich im unmittelbaren Liegenden von vermuthlich oberoberdevonischem Kalkknotenschiefer in einem compacten, von letzterem bis auf das Fehlen der Kalkknoten petrographisch nicht zu unterscheidenden Thonschiefer verkieste Goniatiten und Orthoceren. Leider liessen dieselben keine nähere Bestimmung zu, da das ganze Gestein bis tief unter der Oberfläche so verwittert war, dass sie beim Herausschlagen als lose ockerige Masse zerfielen.

Die am nördlichen Kartenrande, wie eingangs erwähnt, auftretenden **Goslarer Schiefer** von den südlicher vorkommenden Oberdevonschiefern abzuscheiden, stösst bei dem hiesigen Petrefaktenmangel der ersteren und der petrographischen Aehnlichkeit beider bisweilen auf grosse Schwierigkeiten. Indess liegen doch einige Anhaltepunkte für diese Trennung vor: Schiefer mit Einschluss von etwa wälschenussgrossen, sparsam auftretenden, reihenweise in der Schichtung angeordneten, unregelmässigen, oft langgestreckten Knoten eines stets hellfarbenen, dichten, häufig etwas unreinen, besonders thonigen Kalksteins sind bisher im Goslarer Schiefer nirgends mit Sicherheit nachgewiesen worden und gehören fast immer dem oberen Oberdevon an. Sind dieselben kirschroth und mehr oder minder lebhaft berggrün gefärbt, so ist dies zweifellos, selbst wenn einmal örtlich Cypridinen in ihnen nicht zu finden sind. Ein Zerfallen zu dünnen, schiefwinkeligen, unregelmässigen Parallelepipeden, die bis 1 Meter Länge erreichen, charakterisirt ferner manche graugrüne sowie graue compacte Thonschiefer der Cypridinenstufe. Obschon beim Culmthonschiefer stellenweise ein ähnliches, wenn auch kaum so langgriffelförmiges Zerfallen zu beobachten ist, so ist diese, erst bei der Verwitterung hervortretende Zerklüftung doch niemals deutlich bei den Goslarer Schiefern wahrzunehmen, welche fast ausnahmslos unter Annahme einer fahlen, aschgrauen Farbe zu äusserst dünnen und kleinen Blättchen verwittern. Ein Anhalten für ihr Vorhandensein bietet endlich das Auftreten von Diabas. Erscheint dieses Eruptiv-

gestein[1]) auch noch höher, nämlich (südwestlich Langelsheim) an der Grenze von Oberdevon und Culm sowie selbst noch in den Culm-Kieselschiefern, so ist es bisher doch weder in der Intumescens-, noch in der Cypridinenstufe des Oberharzes bekannt geworden.

In dem in Rede stehenden Gebiete tritt **Diabas** an drei Stellen im Goslarer Schiefer auf. Die westlichste befindet sich im Weidenthale, etwa 330 Schritte südlich von der Vereinigung des Weidebaches mit der Varley. Das Vorkommen des körnigen Diabas erinnert hier, zumal in der Thalsohle, seiner linearen Verbreitung und geringen Mächtigkeit wegen fast an einen Gang. Derselbe würde indess wohl in's Streichen fallen, was freilich seiner Gangnatur noch nicht widerspräche. — Etwas südlich von der nordöstlichen Verlängerung dieses fraglichen Ganges, gegen 400 Schritte östlich des Weidenthales, wird die flache, niedrigere, südwestliche Kuppe des Lütjenberges von dem zweiten Diabasvorkommen gebildet. Dasselbe stellt wieder einen körnigen Diabas dar, dessen zahllose, besonders an der südwestlichen Abdachung verbreitete Bruchstücke eine annähernd kreisförmige Fläche von etwa 200 Schritt Durchmesser so dicht gedrängt bedecken, dass man das Gestein innerhalb dieser überall als fest anstehend betrachten darf, obschon es nur an einem Punkte als deutlicher Fels hervortritt. Der Gipfel der flachen Bergkuppe fällt keineswegs mit dem Mittelpunkte der Gesteinsverbreitung zusammen. Dass man es hier mit einem Diabaslager und nicht etwa -Gang zu thun hat, ist selbstredend. — Das dritte, obschon ungleich weniger ausgedehnte und gleichsam mehr zerstreute, aber interessanteste Diabasvorkommen befindet sich auf dem nordöstlichen niedrigeren Gipfel und entlang dem südwestwärts von ihm verlaufenden Rücken des Grotenberges sowie nicht minder auf dessen flacher östlicher Abdachung. Der nach drei Seiten, NW., NO. und SO. steil abstürzende Berggipfel besteht aus einer anscheinend ziemlich mächtigen Decke körnigen Diabases, welche aber ihres

[1]) Siehe dieses Jahrbuch pro 1882, A. von Groddeck, »Zur Kenntniss des Oberharzer Culm« sowie »Der Kersantitgang des Oberharzes«, S. 44—95 und besonders Taf. III.

eigenthümlichen horizontalen Umrisses oder ihrer Verbreitung wegen als solche fast zweifelhaft wird. Vom höchsten Punkte dehnt sich dieselbe nach NO. nur wenige Schritte, nach NW. und SW. ungleich weiter, ganz besonders aber nach SO. hin aus. Fast wird man da versucht, an einen Diabasgang mit NW.-SO.-licher Richtung von alsdann freilich ungewöhnlich kurzer Längenerstreckung zu denken. Der dichte Waldbestand verhinderte leider die weitere Verfolgung des eigenthümlichen Vorkommens an der SO.-lichen Bergabdachung. Von diesem körnigen Diabas durch niedrige Felshöcker von Goslarer Schiefer getrennt, treten etwa 55 Schritt nördlich des Berggipfels und schätzungsweise 8 Meter tiefer zwei recht auffällige Zusammenhängende Felsen aus dem Steilabsturze hervor. Diese bestehen aus einem theils zu Blatterstein verwitterten Diabasmandelstein und erstrecken sich in hora 5,0, also im Streichen des sie einschliessenden Goslarer Schiefers, etwa 30 Schritt weit, während ihre Breite ganz bedeutend geringer ist. Berücksichtigt man, dass dasselbe Gestein weiter südwestwärts dicht nordwestlich an dem steilen langen Kamme, in welchen der Grotenbergsgipfel gegen SW. hin ausläuft, fast genau im Fortstreichen von dem erstgenannten Punkte, obschon in ungleich geringerer Mächtigkeit, wiederum zwischen den Schichten des Goslarer Schiefers auftritt, dann dürfte seine Auffassung als eine lagenartige Verbreitung zwischen den letzteren wohl nicht zu bezweifeln sein. Etwa 300 Schritt südwestlich vom Berggipfel lässt sich, nur 4 bis 12 Schritt nordwestlich von genanntem Kamme dieselbe Diabasvarietät, u. z. an der einen Stelle sichtlich als 0,26 Meter starkes Band und wiederholt concordant zwischen den Thonschiefern anstehend, 95 Schritt weit in SW.-licher Richtung verfolgen. Bisweilen erscheint das Gestein hier makroskopisch dicht und ohne Aussonderung von Kalkmandeln.

Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse des Oberdevon und des Goslarer Schiefers in der Nordwestecke des Messtischblattes Zellerfeld ist Folgendes anzuführen.

Wirft man einen Blick auf die so vortreffliche »Geognostische Uebersichtskarte des Harzgebirges von K. A. Lossen«, welche in-

dess für den vorliegenden Gebirgstheil selbstredend nur aus dem damals vorhandenen und z. Th. recht veralteten Material zusammengestellt werden konnte, so dürfte es leicht den Anschein haben, als ob insbesondere die mit t^{11} bezeichneten oberdevonischen Schichten, aus ihrem weiter südwärts SW.-NO.-lichen Streichen SSO.-lich von Wolfshagen mindestens bis zum Weidenthal hin in ein W.-O.-liches Generalstreichen übergingen. Dies ist jedoch nicht der Fall, indem auch in dieser Partie wie ganz vorwiegend sonst auf dem Nordwestharze das allgemeine Schichtenstreichen ein SW.-NO.-liches bleibt. Dass an den Mulden- und Sattelendigungen, welche übrigens nur äusserst selten zu beobachten sind, andere, ganz vereinzelte Streichungsrichtungen, die sogar bis zu einem rechten Winkel von der allgemeinen abweichen könnten, auftreten müssen, ist selbstredend. In diesem, seinem geologischen Bau nach, überdies noch durch vielfache Schichtenzerreissungen äusserst verwickelten Gebiete, von dessen Schichten gewöhnlich nur Specialsättel zu beobachten sind (deren Sattellinie meist nach SW. unter vorwiegend geringen, ausnahmsweise indess bis 30° erreichenden Winkeln geneigt ist), kann nicht das rein örtliche, etwa an dem einen Flügel eines solchen geneigten Specialsattels abgenommene Streichen — welches nothwendigerweise bereits von demjenigen des anderen Flügels desselben Sattels abweichen muss! — als allgemeines Schichtenstreichen betrachtet werden, sondern letzteres wird durch die Richtung des Verlaufes der Sattel-, beziehungsweise Muldenlinien ausgedrückt, und diese ist hier im Allgemeinen stets eine nordwest-südöstliche.

Von den vielen Schichtenstörungen, welche vorwiegend in die Richtung der hauptsächlich erzführenden Gänge des Oberharzes, ausnahmsweise in die des tauben Charlotter-Ganges und ein Mal auch in eine fast nordsüdliche Richtung fallen, sei hier nur diejenige Hauptverwerfung erwähnt, welche das Oberdevon von den in seinem nordöstlichen Fortstreichen auftretenden Goslarer Schiefern abschneidet. Dieselbe beginnt bereits jenseits der westlichen Blattgrenze auf Section Seesen und durchsetzt in einem keineswegs überall gleichbleibenden, im Ganzen aber west-östlichen, wenig

nach Süd geneigten Verlaufe das ganze zuletzt aufgenommene Gebiet. Am deutlichsten nachweisbar ist sie im Westen, u. z. durch Quellen, beziehungsweise sumpfige Stellen, welche in linearer Anordnung quer gegen das Schichtenstreichen von Blatt Seesen herübersetzen und in die Verlängerung eines ganz geraden, engen, furchenförmigen Wasserrisses fallen, der nach einer höchst auffälligen, jedenfalls nur durch Schichtenzerreissungen veranlassten Erweiterung des Varleythal hinabführt. Am west-nordwestlichen Gehänge der Grane, 4 Kilometer südwestlich von Goslar, bildet sehr wahrscheinlich der vor längerer Zeit durch einen Versuchstolln erschürfte Erzgang, welcher sich indess als unhöfflich erwiesen hat, die östliche Fortsetzung dieser Hauptverwerfung. Ihr Verlauf zwischen den genannten zwei Stellen wird zwar wegen mangelhafter Aufschlüsse kaum sicher zu ermitteln sein, doch dürfte er von der Grane bis zum Weidenthale eine nordwestliche Richtung einnehmen und von da bis zur Varley nahezu oder ganz im Schichtenstreichen liegen. Für die bezüglich der letzten Strecke anzunehmende Richtung spricht der Umstand, dass vereinzelte, vermuthlich einem Quarzgang entstammende Quarzbrocken, welche oben auf dem nordöstlichen Fusse des Wethberges in linearer Verbreitung umherliegen, ihrer Richtung und Lage nach die Fortsetzung einer Reihe von Quellsümpfen bilden, die sich, ungewöhnlich hoch gelegen, am rechten Ufer des Varleythales hinziehen.

Mittheilung des Herrn Branco über die Ergebnisse der Aufnahme des Randgebirges nördlich vom Harze auf Blatt Wernigerode, sowie auf der östlichen Hälfte von Blatt Harzburg. Das Gebiet wird eingenommen von Bildungen des Zechsteins, der Trias, der obersten Kreide und des Quartär.

Es ergab sich, dass der bereits auf Blatt Dernburg bekannte Kupferschiefer auch auf die östliche Hälfte von Blatt Wernigerode hinübertritt. Hier scheint derselbe jedoch sein Ende zu erreichen; denn ein frischer Aufschluss am Ufer der Ecker zeigt die Ueberlagerung des alten Gebirges durch die Thone, Gypse und Dolomite des oberen Zechsteins.

Die steil aufgerichteten Schichten dieses letzteren, parallel dem Harz-Rande streichend, bilden einen, in der Nähe von Ilsenburg zu auffallender Breite anschwellenden Streifen, welcher ausgezeichnet ist durch eine ungewöhnlich grosse Anzahl von Erdfällen.

Dieselbe Gegend ist schon seit langen Jahren bekannt durch das schwer zu erklärende Auftreten senoner Bildungen inmitten der rothen Thone des Zechsteins. Die Aufnahme ergab, dass ein langer, schmaler, nur im O. breiterer Zug von Kreide-Gesteinen vorliegt, welche allem Anschein nach zwischen die Thone eingekeilt sind, also die steile Schichtenstellung mit diesen theilen. Durch das ganze Klosterholz hin lässt sich dieser Zug verfolgen, bis er in dem Ilsenburger Schlosspark, nahe der Ilse, verschwindet.

Eine bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit dieser ebengenannten Kreideschichten ist es, dass in ihnen ein aus Foraminiferen und Bryozoen bestehendes Gestein auftritt. Mit Hilfe desselben wird es wahrscheinlich gemacht, dass dieselbe Schichtenreihe, welche hier im Zechstein eingekeilt erscheint, auf Blatt Harzburg hinübertritt, dort aber nicht mehr im Zechstein liegt, sondern in regelrechter Weise auf denselben folgt.

Auch weitere Anknüpfungspunkte könnten sich durch dieses selbe Gestein ergeben; denn nordwärts, bereits ausserhalb der Zone der steilen Aufrichtung, findet es sich wieder bei Stapelnburg und bei Wernigerode. Sodann viel weiter nach O., am S.-Rande des Heidelberges bei Blankenburg, wo es Schichten in den Salzbergmergeln bildet. Weiter nach W., auf dem Sudmerberge, treten zwar nicht mehr petrographisch gleichartige, aber doch auch Bryozoen führende Gesteine auf.

Die Schichten der Trias bieten im genannten Gebiete in der Art ihrer Ausbildung nichts besonders Bemerkenswerthes dar. Wohl aber sind, betreffs der Lagerung, die Beziehungen der darüber folgenden Senonschichten, sowohl zur Trias als auch zu den älteren Bildungen, hervorzuheben:

Alle älteren Schichten des Randgebirges dieser Gegenden; Zechstein, Trias, Jura, Untere und Mittlere Kreide, streichen,

trotz mannigfachen Auskeilens einzelner Glieder, doch immer mit einer gewissen Beharrlichkeit fort, so dass im Allgemeinen jedes jüngere Glied an das ältere gebunden ist. Allein das Senon macht hiervon eine Ausnahme; denn es bindet sich in der Ueberlagerung an keine bestimmte Stufe, sondern liebt es, die Reihe der älteren Formationen schräg abzuschneiden und buchtenartig in deren Gebiet einzugreifen. So bei Wernigerode, wo das Senon an den unteren Buntsandstein herantritt, nach O. und W. die übrigen Glieder der Trias schräg abschneidend. So im Schimmerwald, wo es sogar bis an das alte Harzgebirge vordringt, um nach O. hin den Zechstein und die Trias, nach W. hin den Braunen und Weissen Jura schräg abzuschneiden.

Ob diese Erscheinung die Folge wirklicher Meeresbuchten ist, welche in die zu senoner Zeit bereits gehobenen und die Küste bildenden älteren Schichten eingeschnitten waren, oder ob nur Buchtenähnlichkeit in Folge von Gebirgsstörungen hervorgerufen wurde, kann hier noch nicht entschieden werden.

Mittheilung des Herrn von Koenen über Untersuchungen in dem Gebiete westlich des Harzes. Es wurde der grösste Theil von Blatt Gandersheim fertig gestellt, und von den anstossenden Blättern Westerhof, Kreiensee-Einbeck und Moringen besonders die Theile genauer untersucht, welche von den wichtigeren Störungen und Dislokationen betroffen werden. Dasselbe ist auf den Blättern Nörten, Göttingen, Reinhausen und auch Jühnde geschehen, und auf den Blättern Göttingen und Reinhausen sind die wichtigsten Formationsgrenzen, gewissermassen das Gerippe, festgestellt worden. Die gewonnenen Resultate sind zum Theil in einem Aufsatze in diesem Bande des Jahrbuches mitbenutzt worden.

Die genaue Kartirung von Blatt Gandersheim und Einbeck ergab nun, dass in dem Thal Ildehausen-Gandersheim die von Südosten nach Nordwesten (Alfeld etc.) verlaufende Sattelspalte unter spitzem Winkel gekreuzt wird von einer Hauptbruchlinie, welche vom Harzrande nach Westen mindestens bis Naensee verläuft und die »Hils-Mulde« nach Süden abschneidet. Oestlich und südlich von Dannhausen wurde ausser dem mittleren Lias mit

Ammonites spinatus und *A. capricornu* auch Posidonomyenschiefer des oberen Lias und Thone mit *Ammonites opalinus* mit den charakteristischen Fossilien angetroffen.

Im unteren Wellenkalk bei Gandersheim fand ich ausser *Ceratites Buchi* auch den weit selteneren *C. Strombecki*. In dem obersten Wellenkalk (Platten mit *Myophoria orbicularis*) fand sich dort ein scharfer Abdruck und Steinkerne von *Encrinus Carnalli* Beyr., sowie mehrere Platten mit *Voltzia* cf. *Weismanni*. Zwischen diese Platten schieben sich dort schon mürbe, gelbliche Gesteine ein, ganz ähnlich solchen des mittleren Muschelkalkes. Der südwestlich von Gandersheim in grossen Steinbrüchen ausgebeutete Schaumkalk zeigt oft sehr deutlich eine diskordante Parallelstructur, eine Erscheinung, welche wohl ebenso auf eine Ablagerung in flachem Wasser hinweist, wie das häufige Auftreten von flachen, blaugrauen Geschieben im Schaumkalk und auch tiefer, wie ich dies westlich vom Harz, in Hessen und in der Rhön vielfach beobachtet habe. Der eigentliche Wellenkalk lässt sich ja oft genug mit Sicherheit als ein Conglomerat von grauen Kalkknoten mit hellerer, mürberer Grundmasse erkennen.

Im unteren Buntsandstein fand sich ca. 600 Meter nördlich von Seesen ächter Roggenstein, der rings um den Harz vielfach vorkommt und nur von dessen Westseite bisher nicht bekannt war.

Im oberen Theile des mittleren Buntsandsteins, welcher in der Gegend südlich von Göttingen und von Carlshafen etc. häufig Pflanzenreste enthält, wurde *Yaccites Vogesiacus* in der Nähe von Reinhausen an zwei verschiedenen Stellen gefunden.

Besonders stark gestört erwies sich das Gebiet zwischen dem Thal Calefeld-Gandersheim und dem Leinethal, indem hier vielfach isolirte, nach ganz verschiedenen Richtungen streichende und einfallende Gebirgstheile neben einander liegen, meist durch Gypskeuper-Kluftausfüllung oder durch Thäler von einander getrennt.

Mittheilung des Herrn F. Beyschlag über Aufnahmen an der unteren Werra und Fulda (Provinz Hessen-Nassau).

Bei den Begehungen der Blätter Ermschwerd, Witzenhausen, Gross-Almerode, Allendorf a. W. und den darauf folgenden Auf-

nahmearbeiten auf den Blättern Melsungen und Altmorschen war zunächst von besonderem Interesse das Studium des Systems von Verwerfungen, welches das Gebiet zwischen dem Unterlaufe der Werra und Fulda und in südwestlicher Richtung darüber hinaus bis zum Niederhessischen Tertiärbecken und dem Knüll hin betroffen hat. In zwei nahezu rechtwinklig sich kreuzenden Richtungen durchschneiden die grabenartig entwickelten Brüche das Buntsandsteingebiet, aus welchem inselartig die von der Zechsteinformation mantelförmig umhüllten, älteren Grauwackenerhebungen von Witzenhausen-Allendorf a. W., Nieder-Ellenbach a. d. Fulda und das Rothliegende des Richelsdorfer Gebirges als Reste der Brücken zwischen Thüringer Wald, Harz und Rheinischem Schiefergebirge hervortreten. — Als Kreuzungspunkte der zahlreichen SO.-NW. verlaufenden parallelen Brüche mit den weniger häufigen, aber z. Th. intensiveren SW.-NO. gerichteten Gräben verdienen, theils wegen der besonderen Intensität der Zerstückelung der zwischen den Schenkeln jener gelegenen Dreiecke, theils wegen der in jenen Versenkungen erhalten gebliebenen Reste von Formationen, die sonst der Erosion anheimgefallen sind, Gross-Almerode, Lichtenau, Niederbeisheim und Eichenberg besondere Erwähnung. Der Lias bei letzterem Orte liegt in einer Versenkung, welche treppenartig durch sieben Sprünge vermittelt wird. —

Im Gegensatz zur Deutlichkeit und Klarheit, mit welcher diese den Verlauf von Thälern bedingenden Versenkungen durch die bald einseitig, bald beiderseits an den Thalflanken aufgerichteten Zechstein- und besonders Muschelkalk-Platten sich darstellen, steht die versteckte Erscheinungsform einer zweiten Reihe, jenen ersteren paralleler und durch sie bedingter Brüche, welche oft durch die Kammlinie der jene ersteren Versenkungsthäler beiderseits begrenzenden Buntsandstein-Rücken bezeichnet wird. Reste tertiärer Bildungen und Basalte füllen dieselben, so am Meisner, am Hirschberg, zwischen Raboldshausen und Ober-Aula etc. Fehlen solche, so sind diese Brüche im Buntsandstein bei der allenthalben dichten Waldbedeckung schwer oder gar nicht auffindbar. Aus ihnen vorzugsweise scheinen die Basalte, welche

sich dann deckenartig über dem Braunkohlengebirge verbreiteten, hervorgequollen zu sein. An der Westseite des Meisner durchsetzen solche mit Basalt erfüllte Spalten den Muschelkalk und verschwinden unter der mächtigen Decke, die nach der Mitte des Berges aus grobkörnigen Doleriten und, ohne dass eine scharfe Grenze bestände, je näher dem Plateaurande aus um so dichterem Basalt besteht. Auch der Bergbau hat dort die der Längsaxe des Berges nahezu parallel laufenden, als Rücken bezeichneten, mit 70—80^0 schroff niedersetzenden Basaltgänge wiederholt angefahren.

Was man bisher am Meisner als Eruptionskanäle des Basaltes angesehen hat, scheint diese Bezeichnung nicht zu verdienen. Der mit dem Friedrichstolln durchfahrene, 110 Meter Durchmesser fassende, sogenannte Eruptionskanal und der mehr als doppelt so starke am südlichen Ende des Plateaus dürften wenigstens keineswegs mit Sicherheit als solche angesprochen werden, vielmehr lediglich Einsenkungen des wellenförmigen Basaltdaches bedeuten. Es ist klar, dass jede horizontale Ebene, die nahe genug der unteren Basaltgrenze durch den Berg gelegt ist, wie die Sohle, in welcher der Friedrichstolln liegt, einen mehr oder minder rundlichen oder elliptischen Durchschnitt mit jeder unter diese Ebene herabtauchenden Basalteinsenkung bilden wird. Umfährt man nun, wie das im Friedrichstolln geschehen, die in die Stollnebene herniedertauchende Basaltdecke, so ist damit nur der Verlauf der Schnittlinie der unteren Basaltfläche mit der Horizontalen festgestellt, aber keineswegs der Beweis erbracht, dass der Basalt auch noch beträchtlich unter die Stollnebene niedersetze. —

Das Grauwackengebirge an der unteren Werra war wegen seiner Verbindung mit jüngeren Schiefern, denen Diabase eingeschaltet sind, dem Alter nach der älteren Harzer Grauwacke (Tanner Gr.) gleichgestellt worden. Neuerdings hat sich als erster und bisher einziger organischer Ueberrest in der Grauwacke von Albungen ein *Calamites* (*Archaeocalamites*) *transitionis* GÖPP. gefunden.

In der Zechsteinformation, welche die Grauwackenerhebungen an der Werra und Fulda umschliesst, macht sich mehrfach eine, von der normalen, auch im Richelsdorfer Gebirge beobachteten

Entwicklung abweichende Beschaffenheit des oberen Dolomits geltend, indem das Gestein seinen plattigen Charakter verliert und öfters petrographisch von dem unteren Dolomit nicht mehr zu unterscheiden ist.

Die Entwicklung der Trias insbesondere des Muschelkalkes in dem untersuchten Terrain fand sich im Ganzen übereinstimmend mit derjenigen sowohl des westlich angrenzenden Thüringischen Verbreitungsgebietes als auch insbesondere des nördlich angrenzenden Hannöverischen, wie durch Vergleich mit dem überaus schönen Muschelkalkprofil von Hardegsen festgestellt werden konnte. —

Mittheilung des Herrn E. KAYSER über seine Untersuchungen im Regierungsbezirk Wiesbaden und auf dem Hunsrück.

Die ausgeführten geologischen Arbeiten bestanden:

1. in Aufnahmearbeiten auf den Blättern Schaumburg, Ems, Rettert und nördlich Lahnstein,

2. in einer in Gemeinschaft mit Herrn G. ANGELBIS ausgeführten mehrwöchentlichen Begehung des Westerwaldes und einer sich daran anschliessenden Orientirungstour in's Siegen'sche,

3. in zusammen mit Herrn H. GREBE ausgeführten 14 tägigen Excursionen im Hunsrück und im Moselthal zwischen Trier und Alf.

Wesentliche Resultate wurden nur für die Gliederung des Devon, namentlich des Unterdevon, erlangt.

Nach der letzten, von CARL KOCH aufgestellten Gliederung sollte das Unterdevon im Gebiete zwischen Rhein, Lahn und Main von oben nach unten aus folgenden Gliedern bestehen:

Orthocerasschiefer,
Obere Coblenzschichten,
Chondritenschichten (mit Plattensandsteinen),
Untere Coblenzschichten (mit Coblenz- oder Grauwacken-Quarzit),
Hunsrückschiefer,
Taunus-Quarzit.

Schon die vorjährigen Arbeiten (im Sommer 1883) hatten ergeben, dass den Chondritenschiefern nicht die Rolle einer besonderen und konstanten Stufe zwischen Oberen und Unteren Coblenzschichten zukomme, dass dieselben vielmehr immer nur eine lokale Bildung seien, die, wo sie Versteinerungen führt, *Spirifer auriculatus (cultrijugatus)* und andere Leitformen der Oberen Coblenzstufe einschliesst, wodurch sie sich, ebenso wie durch ihre Lagerung, deutlich als ein Zubehör der Oberen Coblenzstufe erweist.

Ebenso hatte sich bereits im Vorjahre gezeigt, dass die (Wissenbacher) Orthocerasschiefer nicht wohl beim Unterdevon belassen werden können, da sie nur einen Theil einer mächtigen Schichtenfolge bilden, welche aus verschiedenartigen (oft Tentaculiten-reichen) Thon- und Dachschiefern, sowie aus untergeordneten Kalken (Plattenkalke C. Koch's), Kiesel- und Alaunschiefern zusammengesetzt, überall über den Oberen Coblenzschichten und unmittelbar unter den Stringocephalenkalken auftritt und sich dadurch als ein Aequivalent der *Calceola*-Schichten oder des Unteren Mitteldevon zu erkennen giebt. Die Plattenkalke, Tentaculitenschiefer, Kieselschiefer etc. hatte schon Koch als mitteldevonisch erkannt; es ist aber nöthig noch einen Schritt weiter zu gehen und dieselbe Stellung auch den Orthocerasschiefern des Rupbachthales, von Wissenbach und Olkenbach zuzuweisen.

Die im Sommer 1884 ausgeführten Begehungen haben nun aber noch eine weitere Aenderung der Koch'schen Gliederung nöthig gemacht. Dieselbe betrifft den sogenannten Coblenz- oder Grauwackenquarzit. Koch stellte diesen Quarzit, zu dem er auch die grossen Quarzitzüge von Ems, nördlich Lahnstein und Braubach rechnete, in seine untere Coblenzstufe. Es hat sich aber ergeben, dass, wenn überhaupt, so doch nur ein sehr kleiner Theil der in der fraglichen Gegend auftretenden Quarzite diesem Niveau angehören können. Die Quarzite von Ems, Lahnstein, Coblenz, von Montabaur, Selters, von Dillenburg, Burbach, Daaden und ebenso von Alf an der Mosel (Kondelwald) haben vielmehr ihr normales Lager immer zwischen den Unter-Coblenz-

schichten (mit *Strophomena laticosta*) und den Ober-Coblenzschichten (mit *Spirifer auriculatus*). Auch die ziemlich reiche, jetzt aus den fraglichen Quarziten vorliegende Fauna spricht gegen ihre Zugehörigkeit zur Unteren Coblenzstufe: so hat sich z. B. die Hauptversteinerung dieser Stufe, *Strophomena laticosta*, darin bisher noch nie gefunden. Andererseits fehlen aber auch noch die meisten bezeichnenden Formen der Oberen Coblenzstufe, wie *Spirifer auriculatus, Atrypa reticularis* etc. Im Allgemeinen weist die Fauna der Quarzite, ebenso wie ihre Lagerung, auf eine Mittelstellung zwischen der Unteren und Oberen Coblenzstufe hin, sodass, wenn man mit KOCH von einer besonderen Mittleren Coblenzstufe sprechen wollte, diese Bezeichnung nur den Quarziten zukommen könnte, nicht aber den Chondritenschichten und Plattensandsteinen. Bemerkenswerth ist noch das Auftreten von *Homalonotus gigas* und einigen *Schizodus*- und anderen Zweischalerarten im Quarzitsandstein, weil sich darin eine unverkennbare Beziehung zum Quarzitsandstein vom Kahleberg im Oberharz ausspricht. Man darf jetzt annehmen, dass wenigstens ein Theil, wahrscheinlich der untere Theil des Kahleberger Sandsteins ein Zeitäquivalent der genannten rheinischen Quarzitmassen darstellt.

Auch die Siegener Grauwacke mit ihrer eigenthümlichen Fauna — *Spirifer primaevus, Sp. micropterus, Rensselaeria strigiceps, R. crassicosta, Homalonotus ornatus* sind hier die Hauptfossilien — war Gegenstand eingehender Studien. Es wurden eine Reihe von stratigraphischen und palaeontologischen Beobachtungen gemacht, die keinen Zweifel mehr erlauben, dass die Siegener Grauwacke älter ist, als die Untere Coblenzstufe. Verf. hat diese Ansicht bereits vor einigen Jahren ausgesprochen und damals für die Siegener Grauwacke ein ungefähr dem Taunus-Quarzit entsprechendes Alter vermuthet. Derselbe ist jetzt geneigt, in der Siegener Grauwacke eine Repräsentation zugleich des Taunusquarzits und des Hunsrückschiefers zu sehen, welcher letztere in seiner typischen, wesentlich auf dem Hunsrück und Taunus beschränkten Ausbildung als Dachschiefer mit einer Cephalopodenreichen, Trilobiten, Crinoiden, Fische und Asterien führenden, aber fast ganz Brachiopoden-freien Fauna doch nur ein lokales

Faciesgebilde sein kann, ohne indess bis jetzt mit seinen Studien weit genug gediehen zu sein, um bestimmte Horizonte der Siegener Grauwacke mit einiger Sicherheit entweder der jüngeren Stufe des Hunsrückschiefers oder der älteren des Taunusquarzits parallelisiren zu können. Eine nahe Beziehung zur Siegener Grauwacke zeigt auch das bekannte Porphyroidgestein von Singhofen unweit Nassau mit seiner eigenthümlichen Zweischalerfauna (und häufig vorkommenden *Rensselaeria strigiceps* und *Homalonotus ornatus*). Auch die Fauna dieses Porphyroides ist entschieden älter als die Untere Coblenzstufe[1]).

Nach diesen Bemerkungen würde sich für die Gliederung des Unterdevons im südlichen und östlichen Theil des rheinischen Schiefergebirges jetzt das folgende Schema aufstellen lassen:

1. Obere Coblenzschichten,
2. Quarzite von Ems, Montabaur etc.,
3. Untere Coblenzschichten,
4. Hunsrückschiefer } Siegen'sche Grauwacke.
5. Taunus-Quarzit }

Diese Gliederung lässt sich mit der zuletzt von Gosselet für Belgien und Nordfrankreich aufgestellten sehr gut in Einklang bringen. Der genannte französische Autor unterscheidet nämlich:

1. Grauwacke de Hierge (mit Fauna der oberen Coblenzstufe),
2. Schistes rouges de Burnot et de Vicht,
3. Grès de Vireux (mit Fauna der Unteren Cobl.-St.),
4. Schistes des Montigny,
5. Grès Taunusien,
6. Gedinnien (am Rhein noch nicht nachgewiesen).

Erwähnung verdiente endlich noch, dass gewisse am S.-Abhange des Westerwaldes, bei Hadamar, in inniger Verbindung mit Schalsteinen, Kieselschiefern und Thonschiefern auftretende Grauwacken, die zum Theil den Grauwackensandsteinen des Flötzleeren sehr ähnlich sind, nicht dem Unterdevon angehören, dem sie bisher

[1]) Eine ausführliche palaeontologisch-geologische Arbeit über die Siegener Grauwacke bereitet der Verfasser vor.

stets zugerechnet worden sind, sondern vielmehr ein weiteres Glied der oben erwähnten schiefrig-kalkigen Schichtenreihe bilden, die im Nassauischen zusammen mit Schalsteinen und Grünsteinen das Untere Mitteldevon repräsentirt. Weiter östlich, im Dillthale, sowie zwischen Wetzlar, Butzaach und Giessen, treten dieselben Grauwacken in Verbindung mit anderen Mitteldevongesteinen in weit mächtigerer Entwickelung auf, sind aber auch hier bisher ihrem Alter nach verkannt und auf der v. Dechen'schen Karte dem Kohlengebirge zugerechnet worden.

Mittheilung des Herrn G. Angelbis über Untersuchungen auf dem Westerwalde und in der Lahngegend.

Es wurde zunächst eine Revision der bereits aufgenommenen Westerwald-Blätter vorgenommen, und zwar, soweit sich dieselbe auf die Kartirung des Devon bezog, unter Mitwirkung des Herrn Professor Dr. Kayser.

Die Devon-Ablagerungen treten nur auf den Sectionen Montabaur und Girod in grösserer Ausdehnung zu Tage, während sie im Bereich der übrigen Blätter meist von Tertiärschichten und den damit in engster Verbindung stehenden vulkanischen Gesteinen und deren Tuffen, sowie von Diluvialbildungen bedeckt sind.

Auf dem Blatt Westerburg wurden die a. a. O. bereits mehrfach besprochenen Bimsstein-Ablagerungen und Trachyttuffe bei Schönberg mit Rücksicht auf den Widerspruch, den die darüber gemachten Angaben von Seiten des Herrn Professor Sandberger erfahren, einer nochmaligen Prüfung unterzogen. Hierbei gelang es aber nicht, in petrographischer Hinsicht irgend einen Unterschied zwischen dem unzweifelhaft unter dem Tuff liegenden Bimsstein und den an so vielen anderen Punkten des Westerwaldes abgelagerten zu finden. Ebenso wenig konnte eine Aehnlichkeit zwischen dem Bimsstein-führenden Trachyttuff vom Langenberg im Siebengebirge und der bei Schönberg liegenden reinen Bimsstein-Ablagerung gefunden werden, obgleich Herr Sandberger auf Grund dieser vermeintlichen Aehnlichkeit für die Tuffe des Siebengebirges und die unzweifelhaft tertiären Bimssteine des Westerwaldes einen gemeinsamen Ursprung annehmen will. Diese

Ansicht erscheint auch deshalb schon ganz unbegründet, weil die Tuffe des Siebengebirges keineswegs isolirt, sondern in engster Verknüpfung mit Trachytmassen auftreten, mithin auch wohl in deren nächster Nähe, d. h. im Siebengebirge selbst ihren Ursprung haben. Umgekehrt können aber auch die Westerwälder Bimssteine nicht auf Eruptionen im Siebengebirge zurückgeführt werden, da weder in letzterem Gebiet selbst, noch südlich davon bis zum Westerwalde hin eigentliche Bimsstein-Ablagerungen vorkommen.

Auf der südwestlichen Section des kartirten Gebietes, auf dem Blatt Montabaur wurde zunächst nachgewiesen, dass der Quarzit der Montabaurer Höhe mit dem als Coblenz-Quarzit bezeichneten identisch ist. Der Coblenz-Quarzit bildet auf der Section Montabaur zwei durch das Hervortreten der unteren Coblenz-Schichten getrennte Züge, die sich im NO. des Blattes vereinigen. Auf der im N. anstossenden Section Selters hat der Quarzitzug eine Breite von etwa 4,5 Kilometer; nach O. hin tritt er erst am Nordrande der Section Westerburg (bei Rotzenhahn) wieder zu Tage und lässt sich, vielfach bedeckt von den Braunkohlen-Ablagerungen, auf dem Blatt Marienberg bis über das Heller-Thal hinaus verfolgen. Auf dem Blatte Remerod (östlich von Marienberg) ist sein Vorhandensein durch eine ganz isolirte Ablagerung von Quarzit-Schotter angedeutet. — Auf dem Westrande der Section Selters tritt noch ein weiterer Quarzitzug in unser Gebiet ein, der sich in der als Herschbacher Wald bezeichneten Erhebung über Hachenburg hinaus fortsetzt.

Das Liegende des Coblenz-Quarzits, die unteren Coblenz-Schichten, sind sowohl auf der Section Montabaur als auch auf den Blättern Selters und besonders Marienberg zu beobachten.

Das Hangende des Quarzits bilden auf der Ostseite der Montabaurer Höhe die oberen Coblenz-Schichten; sie treten in einem 4 Kilometer breiten Zuge auf, der nach N. hin bis in die Nähe von Goldhausen und Ruppach (Section Girod) reicht und hier unter dem Tertiär und Diluvium verschwindet.

Am Südrande des Blattes Girod treten 2 Züge von Coblenz-Quarzit auf, die aber durch Verwerfungen bald abgeschnitten werden.

Das älteste Glied des Unter-Devon im Bereiche des ganzen in Rede stehenden Gebietes bilden die auf den südwestlichen Theil der Section Girod beschränkten Hunsrückschiefer.

Von besonderem Interesse ist die Ausbildung des Unter-Devon im Südosten des genannten Blattes.

Im Thale des Botzbachs an der Chaussee von Nentershausen nach Diez sind von N. nach S. die unteren Coblenz-Schichten, Porphyroid-Schiefer, obere Coblenz-Schichten, Coblenz-Quarzit und nochmals obere Coblenz-Schichten aufgeschlossen. Auf diese unterdevonischen Schichten folgt das Mittel-Devon, welches auf dem südlichen Rande der Section mit Porphyr-Schalstein beginnt.

Durch eine von SO. nach NW. gehende Verwerfung werden diese Schichten abgeschnitten, so dass wir weiter nach O. hin, im Thale des Erbachs ein ganz anderes Profil haben. In der Umgebung von Nieder-Erbach sind die durch ihren Reichthum an Dachschiefer-Einlagerungen ausgezeichneten Orthoceras-Schiefer durch das Thal des Erbachs vortrefflich aufgeschlossen. Bei Nieder-Erbach heben sich die unteren und oberen Coblenz-Schichten noch einmal unter dem Orthoceras-Schiefer hervor, verschwinden dann aber nach O. hin vollständig unter dem Mittel-Devon.

Besonders wichtig ist eine zu den oberen Coblenzschichten gehörende Schieferzone, die das unmittelbare Liegende des Orthoceras-Schiefers bildet, indem sie ganz dieselbe Fauna enthält wie die Schichten am Ausgange des Rupbach-Thales (bes. *Pentamerus Heberti*[1]). — Die grosse, auf dem anstossenden Blatt Hadamar weit nach N. (bis auf Section Mengerskirchen) reichende, aus mittel- und oberdevonischen Schichten bestehende Lahnmulde reicht bis ins Thal des Erbachs, indem zwischen Ober- und Nieder-Erbach bereits Schalstein auftritt.

Das Thal des von Malmenich kommenden und auf dem Rande der Section in den Erbach einmündenden Baches ist bereits ganz in mitteldevonische Schichten eingeschnitten.

Auf der Section Hadamar, die zum grössten Theil in dem verflossenen Jahre aufgenommen worden, ist das Devon ausschliess-

---

[1]) cf. Kayser, Jahrb. d. geol. Landesanst. 1883, S. 39.

lich durch mitteldevonische Schichten repräsentirt. Unter diesen (Thonschiefer, Kieselschiefer, Grauwacken, Schalsteine, Stringocephalenkalk) verdienen die früher dem Unter-Devon zugerechneten Thonschiefer eine besondere Berücksichtigung. Ueberall, wo diese meist sehr reinen Schiefer (die vielfach Einlagerungen von Dachschiefern führen) in nicht allzu beschränkter Weise zu Tage treten, enthalten sie Bänke von typischem Kieselschiefer, der aber an einzelnen Stellen, so besonders bei Stuten a. d. Lahn, auch in grösserer Ausdehnung vorhanden ist. Diese Kieselschiefer wurden früher aus petrographischen Rücksichten als Culm gedeutet, doch zeigt die enge Verknüpfung derselben mit den Thonschiefern, wie sie in unserem Gebiete zu beobachten ist, dass sie auch stratigraphisch diesen zugerechnet werden müssen. Das Hangende dieser Schichten bildet überall der typische mitteldevonische Schalstein, das Liegende der oberen Coblenz-Schichten, so dass an ihrer Zugehörigkeit zum Mittel-Devon, wozu sie zuerst von C. Koch gestellt worden, wohl nicht zu zweifeln ist.

Gleichfalls in engster Verbindung mit den Thonschiefern stehen eigenthümliche, bald fein-, bald grobkörnige Grauwacken, die in ihrem Aeusseren sehr an die Sandsteine des Flötzleeren erinnern.

Der westliche Punkt, bis zu dem die grosse Lahnmulde reicht, liegt nördlich von Molsberg am Salzbach (Thonschiefer mit Dachschiefern und Einlagerungen von Kieselschiefer).

An der von Limburg über Hadamar nach dem Heller-Thal führenden Chaussee, die ziemlich genau von S. nach N. geht und den Hohen Westerwald durchschneidet, sind die mitteldevonischen Schichten bis nach Langendornbach zu verfolgen. Bei letzterem Orte (am Kirchhofe) tritt dann auch das Unter-Devon, und zwar dem Anschein nach in den unteren Coblenz-Schichten, noch einmal zu Tage.

Die auf der Section Hadamar mächtig entwickelten Ablagerungen tertiärer Quarzgerölle, welche sich noch bis zu einer Höhe von 300 Fuss über dem Spiegel der Lahn finden, beweisen, dass die als Limburger Becken bezeichnete Erweiterung des Lahnthals einen weit kleineren Raum einnimmt als das alte Tertiärbecken,

in dem jene Gerölle zur Ablagerung gekommen sind; doch hat letzteres durch die geringe Widerstandsfähigkeit seiner Schichten Anlass zur Bildung des jetzigen Alluvial-Beckens gegeben.

Der Löss hat im Bereiche des Blattes eine sehr grosse Verbreitung, indem er eine fast zusammenhängende Decke über den Tertiär- und mitteldevonischen Schichten bildet. Die Mächtigkeit desselben ist aber sehr schwankend, selbst auf ganz kleine Entfernungen hin. An vielen Punkten, wo das flache, mit Löss bedeckte Terrain kaum ein Hervortreten des Mittel-Devon erwarten lässt, tritt der Stringocephalenkalk an die Oberfläche. Dicht bei Hofen liegt typischer Löss in einer Mächtigkeit von mindestens 4 Meter auf reinem Bimsstein.

Schon seit langer Zeit sind die zuerst von H. von Meyer näher gewürdigten Knochenfunde aus dem Löss von Steeten (in Spalten des dortigen Stringocephalenkalks) in der Literatur bekannt.

Von krystallinischen Gesteinen finden sich auf der Section Hadamar nur Diabas und Basalt.

Mittheilung des Herrn E. Weiss über Aufnahmen auf Section Brotterode und Wutha.

Die im Herbst 1884 von mir ausgeführten geognostischen Aufnahmen im nördlichen Thüringer Walde waren auf kürzere Zeit als gewöhnlich beschränkt und hatten hauptsächlich das Ziel, Blatt Brotterode durch ergänzende Arbeiten zum Abschlusse zu bringen, soweit dies durch Aufnahmen im Felde geschehen kann. Nachdem dies erreicht, wurde die nördlich anschliessende Gegend von Thal speciell kartirt bis zum Beginne der durch den Zechstein bezeichneten Randgesteine, theilweise mit Einschluss derselben. Diese Gegend wird durch krystallinische Gesteine — Glimmerschiefer, Gneiss und Granit — vorherrschend gebildet und bietet durch mancherlei eigenthümliche Ausbildungsweisen derselben ihr besonderes Interesse. Porphyre durchsetzen mannigfach diese Gesteine und unter ihnen machen sich, nicht durch bedeutendere Massen, sondern durch ihre Struktur, welche man Fluidalstruktur zu nennen pflegt, und die in sehr auffallender Parallelstellung von

flasrig geformten, sogenannten geschwänzten Quarzen und auch von parallel gestellten Feldspäthen mit in gleicher Richtung angeordneter Zwischenmaasse besteht, sehr bemerklich. Ueber das Vorkommen dieser Erscheinung und unter welchen noch nicht erklärbaren Umständen sie sich zeigt, habe ich bereits in der Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 858 berichtet.

Mittheilung des Herrn H. Loretz über seine Aufnahmen im südöstlichen Thüringer Walde auf den Sectionen Gräfenthal und Masserberg, und im fränkischen Vorlande in der Umgegend von Coburg.

Im alten Schiefergebirge der Gegend von Gräfenthal kam in sehr vielen Strecken die Abgrenzung des Cambriums vom Silur in Frage. Es handelte sich dabei um eine möglichst einheitliche Durchführung dieser, mitunter nur künstlich zu ziehenden Grenze, um eine Ausscheidung des als cambrisch und des als silurisch anzusehenden Quarzits, und um die Eintragung der silurischen Eisensteinbildungen, welche mitunter stärkere Lager, mitunter aber auch nur Schwärme kleiner Einlagerungen darstellen; überdies galt es zuzusehen, ob und wieweit die auf den Sectionen Steinheid und Spechtsbrunn so leicht sich ergebende Zweitheilung des Untersilurs, in Griffelschiefer und höhere Schiefer (Hauptschiefer, »Lederschiefer«) auch in der Gegend von Gräfenthal u. s. w. bei weniger einfacher Lagerung und bei Zutritt von weit mehr quarzitischem Materiale in die Schichtenfolge sich wiedererkennen und ausdrücken liesse. Näheres hierüber ist in einem besonderen Aufsatze in vorliegendem Bande enthalten. Ausserdem gab der eigenthümliche Grenzverlauf, welchen hier an gar manchen Stellen das Unterdevon (Nereïten- und Tentaculitenschichten) gegen die nächst älteren Gruppen, Ober-, Mittel- bis Untersilur, zeigt, Anlass, die Erfahrungen Liebe's im Vogtlande (Ostthüringen) von der übergreifenden Auflagerung des Unterdevons auch in diesen westlicheren Gegenden zu prüfen nnd zu bestätigen; wie nicht minder die Erfahrung des genannten Forschers sich als zutreffend erwies, dass die Knollenkalke mit Tentaculiten nicht gerade immer an der Basis der Nereïten- und Tentaculitenschichten liegen,

sondern manchmal erst um ein gewisses Stück weiter aufwärts erscheinen und an der Basis fehlen können.

Im Bereiche des Rothliegenden mit den zugehörigen eruptiven Porphyrgesteinen auf Section Masserberg, in der Gegend von Neustadt am Rennsteig, und des oberen Schleusethales und Neubrunnthales, befindet man sich in einer Gegend, wo durch die Denudation unter den porphyrischen Deckengesteinen das Grundgebirge oder Schiefergebirge stückweise und streckenweise freigelegt ist, wodurch zugleich die den Schiefer gangförmig durchsetzenden Porphyrgesteine, welche mit den Decken zusammenhängen, zum Vorschein kommen. Es ergeben sich hieraus besonders folgende Aufgaben: Abgrenzung der porphyrischen Decken von dem altcambrischen Grundgebirge mit seinen zum Theil mehr thonschieferartigen, zum Theil mehr phyllitischen, untergeordnet auch kohlereichen, graphitischen bis kieselschieferartigen Schiefern und deren Einlagerungen (granitischer, porphyroidischer und besonders amphibolitischer Natur); Eintragung der Gänge im Schiefer; Unterscheidung der porphyrischen Gesteine in den Gängen und in den deckenartigen Massen. In verschiedener Richtung sind hierbei Schwierigkeiten in der Kartendarstellung zu überwinden, wie aus dem Folgenden zu ersehen ist. Das Grundgebirge ist, besonders in der Nähe der porphyrischen Massenergüsse, zum Theil stark von Gängen durchsetzt, anscheinend bei Gelegenheit der Eruptionen auch wohl zerstückt und die einzelnen Theile verschoben, so dass sie den Eindruck von Schollen zwischen den Porphyrmassen machen; sedimentäre Zwischenschichten, besonders Conglomerate, machen sich zwischen dem Grundgebirge und den porphyrischen Decken nur stellenweise, dazu in ganz ungleicher Höhenlage, bemerklich, so dass diese Zwischenbildung bei Gelegenheit des Aufdringens der eruptiven Massen aus ihrer Lage gekommen, zum Theil vielleicht wieder zerstört zu sein scheint. Die Unterscheidung und Abgrenzung der porphyrischen Gesteine ist, weniger in den Gängen als in den deckenartigen Massen, misslich, einmal wegen der Unregelmässigkeit der Raumerfüllung, besonders aber auch wegen der Uebergangsmischungen. Quarzführende, felsitische, sphärolithische, fluidale Porphyre können kaum

getrennt werden; sie hängen weiterhin mit Orthoklasporphyren zusammen, die nur da besonders auszuscheiden und als solche anzuerkennen sein dürften, wo sie keinen oder kaum mehr sichtbaren Quarz und keine stark felsitische Grundmasse zeigen. Ziemlich gut sondert sich der Glimmerporphyrit ab, obwohl auch hier gewisse Uebergänge, namentlich wie es scheint nach der basischen Seite, nicht fehlen. Melaphyr, resp. ein dem Melaphyr nahe stehendes Gestein, erlangt räumlich am wenigsten eine grössere Bedeutung. Von den eruptiven Ganggesteinen im Schiefer ist besonders das körnige Orthoklas-Glimmergestein der Tannleite im Schleusethal hervorzuheben, welches hie und da deutlich quarzführend wird, und zufolge der Specialaufnahme aufwärts nach dem Hohen Hügel in räumlichem Zusammenhang steht mit quarzführendem, felsitischem und sphärolithischem Deckenporphyr, also einem nicht körnigen Gestein; es dürften hier verschiedene Erstarrungsformen desselben Magmas vorliegen.

Im Keuper der Coburger Gegend wurde die Specialaufnahme auf Grund der bereits im vorigen Bande angegebenen Gliederung weitergeführt. In der Stufe über dem Semionotus-Sandstein schien es angezeigt, die hier strichweise erscheinenden, obersten, gypsführenden Mergel besonders auszuscheiden; bei Coburg finden sich in denselben, ausser Gyps, gewisse Steinmergellagen, welche an mehreren Stellen zur Cementfabrication abgebaut werden. Am Westrande der Section Coburg, wie auch auf der angrenzenden Section Heldburg, erscheinen solche Gypsmergel nicht über, sondern zunächst unter dem Semionotus-Sandstein. — Zu den bisher kartirten Keuperstufen kam aufwärts der bei Schloss Hohenstein vorhandene, grobkörnige und eckigkörnige Rhätsandstein, welchen übrigens bereits die geognostische Karte des Königreichs Bayern, Blatt Kronach, verzeichnet hat.

Mittheilungen des Herrn H. PROESCHOLDT über Untersuchungen in Süd-Thüringen und der Rhön.

Bei der Aufnahme der Section Römhild, auf welcher der gesammte Keuper von der Lettenkohle an bis zum Lias zu Tage tritt, konnte folgende Schichtenreihe als kartographisch durchführ-

bar aufgestellt werden, nachdem die Nachbarsectionen Rentwertshausen, Dingsleben und Rodach zum Vergleich herangezogen worden waren.

Grenzdolomit. Darüber:

1. 8 bis 10 Meter rothe Thone, z. Th. Gyps-führend.

2. Steinmergelbank, **st** α, 0,1 Meter, mit rosenrothem Baryt, zahlreichen Knochenfragmenten, *Lingula tenuissima.*

3. Steinmergelbank, **st** β, 0,1 Meter, lagert 1,5 Meter über der ersten, mit Fischschuppen und Myophorien.

4. Unterer Gypshorizont, **y** α, bis 10 Meter mächtig. Blaue graue und rothe Thone mit zahlreichen Gypsschnüren und Gypsresiduen. Geht südlich in ein Gypsflötz über.

5. Thonquarzhorizont bis 15 Meter. Vorherrschend sandige Letten und Sande, dazwischen hellrothe, purpurrothe, dunkelblaue und schwarze Letten, Gypsschnüre, Thonquarze, alles regellos geschichtet.

6. Oberer Gypshorizont, **y** β, in sehr schwankender Mächtigkeit, geht südlich (bereits am Südostende der Section Rentwertshausen) in dichten Gyps über.

7. Steinmergelbank, **st** γ, 0,1 Meter, mit rothem Baryt, Fischschuppen etc.

2 Meter höher, durch sehr lebhaft gefärbte Letten und Thone getrennt, die

8. *Corbula*-Zone, 0,6 — 2 Meter mächtig. Plattige Steinmergel und Sandsteine mit *Corbula Keuperina.* Nach Süden hin verliert der Horizont den Kalkgehalt und geht bei gleichzeitiger Zunahme der Mächtigkeit in feinkörnige, dichte, z. Th. quarzitische Sandsteine über.

9. 15 Meter rothe und blaue Letten im Wechsel; 6 Meter graue Letten mit einzelnen Gypsschnüren und dünnen Steinmergelbänkchen.

10. *Estherien*-Zone. 3 Meter. Zu unterst eine Steinmergelbank, dann schiefrige, blaue Letten, die zu oberst mit einer Platte blaugrauen, feinschiefrigen, sehr kalkreichen Mergels schliessen. Reich an Estherien.

11. 8 Meter Thone mit vereinzelten Gypsschnüren.

12. Schilfsandstein. Er nimmt vom Nordfuss bis zum Südfuss des Grossen Gleichbergs von ca. 3 bis 15 Meter Mächtigkeit zu.

13. Tiefrothe Letten, 20 Meter, in denen *Ceratodus*-Zähne nicht selten vorkommen. Im oberen Theil eine der Lehrberger Schicht ähnliche Steinmergelbank.

14. Lehrberger Schicht, 0,1 — 0,3 Meter.

15. 25 Meter rothe Thone.

16. Plattensandstein, 4 — 5 Meter, ist nur in der Südhälfte der Section Römhild entwickelt, fehlt dagegen bestimmt im nördlichen Theil (Grosser Gleichberg).

17. 20 Meter rothe und blaue Thone mit einzelnen Steinmergelbänkchen.

18. Oberster Gypshorizont, $y\gamma$, bis 15 Meter mächtig. Im Süden gelbe und graue Letten mit mächtigen Bänken von dichtem und faserigem Gyps, Steingyps etc. Am Grossen Gleichberg ist die Zone durch rothe Thone mit Gypsschnüren vertreten.

19. Rothe Thone mit Sandsteineinlagerungen, ca. 20 Meter.

20. *Semionotus*-Sandstein, keilt sich am Grossen Gleichberge aus. Am Ostrande der Section Römhild, östlich von Haubinda, zeigt ein kleiner Steinbruch folgende Zusammensetzung des *Semionotus*-Sandsteins. Zu unterst mittelkörnige, cementarme, rothe Sandsteine, in denen Kieselstämme massenhaft eingelagert sind, darüber äusserst feinkörnige Sandsteine, in denen zahllose *Semionotus*-Schuppen parallelflächig liegen. Eine Untersuchung über die Zusammensetzung desselben ergab 23,8 pCt. Sandkörner und Kaliglimmerschuppen, 4 pCt. Thon, 72 pCt. kohlensauren Kalk mit Spuren von Eisen und Phosphorsäure. Nach oben geht der Sandstein in eine Steinmergelbank über, die reichlich Malachit führt.

21. Bunte, vorwaltend rothe Thone mit einzelnen dünnen Steinmergelbänkchen und plattigen Sandsteinen. 11 — 12 Meter.

22. Arkosenzone. Rothe Thone mit Einlagerungen von harten Arkosesandsteinen, die zu unterst feinkörnig und nach oben gröberes Korn annehmen, dazu hin und wieder Dolomitbänkchen. Die Zone ist wie die vorige am Grossen Gleichberg völlig entwickelt und kann hierselbst auf 30 Meter Mächtigkeit geschätzt werden.

23. Stubensandstein. Lockerer, feiner und grober Arkosesandstein. Gegen 10 Meter mächtig.

24. Zanclodonschichten. Rothe Thone mit Sandsteinbänken.

25. Rhät.

Die Lagerungsverhältnisse auf Section Römhild sind einfacher Art. Die Schichten bilden eine flache Mulde, deren Tieflinie genau in der Richtung des Grossen und Kleinen Gleichbergs fällt, die gegenwärtig noch von Basalt (Basanit) überdeckt sind. Die Eruptionsstelle ist aller Wahrscheinlichkeit nach am südlichen Theil des Grossen Gleichberges zu suchen.

Ausser den früher erwähnten Basaltgängen sind noch einige aufgefunden worden, die ebenfalls in hora 2 die Schichten durchsetzen und zuweilen, wie bei Gompershausen, knieförmige Auslenkungen zeigen. Von Verwerfungen ist nur eine am Nordostrande der Section Römhild in hora 8 — 9 streichende beobachtet worden, deren Verlauf noch nicht ganz festgestellt worden ist. Es mag an dieser Stelle erwähnt werden, dass die Auffaltung der Schichten zu dem steilen Sattel der Main-Weser-Wasserscheide, die die Sectionen Rentwertshausen und Dingsleben durchzieht, Römhild nur noch berührt, von Quer- und streichenden Sprüngen begleitet war. Die ersteren gaben die Veranlassung zu dem Zickzackverlauf der Wasserscheide, die von dem Sattel herunter in die Ebene des Grabfeldes und wieder herauf auf den Sattel läuft.

Bei der Aufnahme des durch das Auftreten von vorherrschend drei Bruchsystemen sehr verwickelt gebauten Gebiets der weimarischen Enclave Ortheim an der Rhön wurde versucht, einen Einblick in die eventuellen Beziehungen der Basalte zu den Verwerfungen zu gewinnen. Es stellte sich dabei heraus, dass auch die Tertiärablagerungen mit den Tuffablagerungen von Dislocationen betroffen worden sind und dass die Basaltgänge vielfach dem Streichen der erwähnten drei Spaltsystemen folgen, also nordwestlich, nordöstlich und nördlich streichen. Nicht selten füllen sie die Verwerfungsspalten selbst aus. Bezüglich des Alters der letzteren lässt sich aus dem gegenseitigen Verhalten derselben mit einiger Sicherheit feststellen, dass die NS.-Spalten die jüngsten sind.

Die Basalte, die an der Zusammensetzung des Gebirges theilnehmen, sind vorherrschend Nephelinbasalte, hinter denen Feldspathbasalte und Basanite zurücktreten. Thon-Oolithe wurden bisher nicht beobachtet. Die Eruptivgesteine treten in Kuppen und Gängen auf, deckenförmiges Vorkommen scheint selbst auf der Hohen Rhön zu fehlen, soweit dieselbe in das Gebiet der Enclave fällt.

Der grösste Theil des überwiesenen Gebietes der Section Schwarza besteht aus Buntsandstein, auf dem im südlichen Theil die oberen Triasglieder concordant mit südwestlichem Einfallen folgen. Innerhalb des Buntsandsteins treten Störungen auf, die sich nicht immer mit wünschenswerther Genauigkeit verfolgen lassen, zuweilen aber durch auftretende Gangquarze deutlich nachweisbar sind.

Mittheilung des Herrn E. ZIMMERMANN über Aufnahmen auf den Sectionen Saalfeld und Ziegenrück. —

In Gemeinschaft mit Herrn Professor LIEBE und unter dessen Leitung die längste Zeit der Aufnahmen auf den Sectionen Saalfeld und Ziegenrück beschäftigt, hatte ich für mich besonders die dem Culm einerseits, dem Buntsandstein andererseits hauptsächlich angehörigen Gebietstheile übernommen, um die Gliederung in die 2, bezw. 3 Stufen vorzunehmen und zu mappieren, da dieselbe bei beiden Formationen anfangs nicht allzuschwer durchführbar oder doch wenigstens nicht von den sonstigen ostthüringischen Vorkommnissen abweichend erschien. —

Für den Culm traf dies denn auch zu, für den Buntsandstein aber stellten sich Schwierigkeiten ein, dadurch dass er in seiner untern Stufe im Gegensatz zu allen übrigen ostthüringischen Vorkommnissen nicht gleichartig in seiner ganzen Mächtigkeit ausgebildet war, auch nicht durch selbständiges Auftreten von Bröckelschiefer in nur zwei Zonen zerfiel, sondern dass sich in der Mitte eine petrographisch dem mittlern Buntsandstein ähnliche und von mir anfangs damit verwechselte Zone ausgeschieden hat; erst spät belehrten mich gute Aufschlüsse, dass dieselbe eben nur eine Einlagerung im untern Buntsandstein sei. — Interessant sind ferner

die mehrfachen Conglomeratlager, die sich in den zwei unteren Stufen vorfinden und, wenn sie auch petrographisch unter einander kaum unterscheidbar sein dürften und nicht überall gleich stark entwickelt sind, doch in gewissem Grade niveaubeständig sind. Zur Vergleichung mit anderwärtigen Vorkommnissen gebe ich eine Tabelle der Schichtenfolge des Buntsandsteins auf den genannten beiden Sectionen, möchte aber vorher noch folgendes erwähnen: 1. In den Conglomeratlagern herrscht zwar Quarz und Kieselschiefer weitaus vor, doch sind feinkörnige, weisse Granite und Quarzite, die sich zum Theil den Glimmerschiefern nähern, ferner auch Bruchstücke von Orthoklas nicht selten; viel spärlicher sind turmalinführende grobkörnige Granite (aus denen wahrscheinlich der genannte Orthoklas stammt), ferner Quarzite, die den conglomeratischen aus dem Cambrium des Thüringer Waldes ähnlich sind, u. a. m. Am orthoklasreichsten ist die oberste Conglomeratbank. Die Grösse der Gerölle schwankt lokal von Erbsen- bis Faustgrösse; die bedeutendste Grösse erreichen die Gerölle in den unter sub B_2 und C_2 aufgeführten Zonen. — 2. Mit der Häufigkeit der Conglomerate in causalem Zusammenhange steht wahrscheinlich das ganz gewöhnliche Auftreten discordanter Parallelstruktur, welches nach Liebe's mündlicher Mittheilung auf den von ihm bisher kartirten Gebieten nirgends so häufig ist wie auf den beiden in Rede stehenden Sectionen. Ich machte nun die Beobachtung, dass die Theilschichtchen, welche eine Bank constituiren und also zu den Begrenzungsflächen dieser Bank discordant sind, in weitaus der Mehrzahl der Fälle ein Einfallen in irgend einer nördlichen (nordöstlichen bis nordwestlichen) Richtung besitzen, viel seltener in einer südlichen, wenn dies letztere auch durchaus nicht ausgeschlossen ist. Daraus scheint der Schluss gerechtfertigt, dass die den losen Sand zu der discordanten Struktur anordnende Kraft im Süden und in grosser Nähe eine Küste vorfand, an der sie den Sand in die Höhe spülte. Für die Nähe der Küste sprechen auch die Conglomerate. — 3. An Versteinerungen fand ich nur eine neue Form: einen quergerippten, durch eine Längsfurche zweigetheilten, Harlania-ähnlichen Tang (?), der in Menge auf der Unterseite einer Sandstein-

schicht als Erhabenheit erhalten war; die betreffende Schicht gehörte dem Bröckelschiefer an. — 4. Bezüglich der Lagerungsverhältnisse ist hervorzuheben, dass sich von Reichenbach-Langenschade aus No. 7 ein Sattel gegen Rudolstadt hin erstreckt, der dort auch den Plattendolomit des oberen Zechsteins — nicht, wie Richter auf Blatt Rudolstadt angegeben hat, mittleren und sogar unteren Zechstein zu Tage bringt.

A. Röth.

1. Bunte Letten mit Dolomit- und Hornsteinlagen.
2. Gyps, dem oberen Horizont angehörig.
3. Mächtigere Folge von bunten Letten, stellenweise mit Dolomit- und mit grauen Sandsteineinlagerungen; letztere mit Steinsalzpseudomorphosen. — Der untere Gyps fehlt.

B. Mittlerer Buntsandstein.

1. Obere Zone, wenig mächtig.
   a) Rothe und weisse Sandsteine mit Zwischenlagen von bunten Letten; eine Bank ist lokal schwach conglomeratisch.
   b) Weisse Sandsteine mit »Carneol«-Ausscheidungen.
2. Untere Zone, sehr mächtig.

   Vorwaltend weisse und gelbliche, im Nordosten oft auch rothe Sandsteine von der für diesen Horizont normalen Beschaffenheit; wenige Meter über der Basis eine mächtige und weitverbreitete Bank groben, als Baustein beliebten Conglomerats.

C. Unterer Buntsandstein.

1. Rothe, lettenreiche Sandsteine von der für unteren Buntsandstein normalen Beschaffenheit; darin ganz lokal und schwach ein Conglomeratlager.
2. Mehr oder minder mächtige (vielleicht bis gegen 100 Fuss), weisse Zone mittel- bis feinkörniger, dünnschichtiger, mehr oder minder »krystallisirter« Sandsteine, die wie alle

Sandsteine der unteren Buntsandstufe in der Regel (nach LIEBE's Beobachtung) ausgezeichnet sind durch reichliche fleischrothe Quarzkörnchen. An der Basis eine weithin entwickelte Zone sehr grober Conglomerate. — Ich konnte nicht sicher feststellen, ob nicht vielleicht Conglomeratvorkommnisse davon zu trennen sind, die lokal näher dem Hangenden zu sein scheinen.

3. Sandsteine wie in 1. und Bröckelschiefer; Farbe meist roth, in verschiedenen Nüancen wechselnd; die untersten Schichten stellenweise gelblich und sehr reich an Thon; das im östlichen Ostthüringen vielfach stark entwickelte Conglomeratlager an der Basis (dicht über dem oberen Zechsteinletten) ist hier nur stellenweise durch einzelne bis nussgrosse Gerölle vertreten.

Der Culm der Sectionen Saalfeld und Ziegenrück lässt sich, wie auch anderwärts in Thüringen, nach seiner petrographischen Beschaffenheit bei einiger Uebung nicht allzuschwer in zwei Abtheilungen zerlegen. Es treten nämlich leichtkenntliche mittelkörnige, wirklich conglomeratisch-polygene Grauwacken, die beim Liegen auf den Feldern hellgrau ausbleichen und dabei durch reichlich eingeschlossene nichtbleichende Kieselschieferkörnchen schwarz punktirt erscheinen, in der untern Abtheilung ebenso selten auf, als sie im Gebiet des obern Culms mit ermüdender Gleichförmigkeit ausdauern und — der Verwitterung am besten und längsten trotzend, als Feldsteine fast ausschliesslich übrig bleiben; — während andrerseits einfarbige Schiefer und mit diesen durch gebänderte Schiefer in Wechsellagerung und Uebergängen verbunden sehr feinkörnige, anscheinend nicht polygene Sandsteine, die fast stets sehr dünnschichtig sind, den unteren Culm charakterisiren, wenn sie auch dem oberen nicht fehlen. Eine weitere Gliederung erscheint gegenwärtig unthunlich und ist für den oberen Culm wohl überhaupt nicht durchführbar. Ich habe aber in Gemässheit des Arbeitsplanes für Ostthüringen meine Aufmerksamkeit ganz besonders auf die Auffindung bestimmter Horizonte innerhalb des oberen wie des unteren Culms gerichtet, um schliesslich doch noch auf paläontologischer Basis eine Gliede-

rung dieser bei uns so mächtigen Formation vornehmen zu können. Ich habe aber in dieser Beziehung bisher erst folgende Punkte sicherstellen können, da ich die bezüglichen Beobachtungen vielfach wiederholt machen konnte: 1. Auch die seit der Publikation WEISS über die ostthüringische Culmflora neuentdeckten Exemplare der *Dictyodora Liebeana* habe ich immer in nächster Nähe der stets petrographisch bestimmten Grenze von Ober- und Unterculm gefunden; scheinbare Ausnahmen liessen sich meist als Hervorsattelungen der betreffenden Schichten erklären. 2. Auf den Sectionen Saalfeld, Probstzella und Liebengrün fand ich im untern Culm immer nahe dessen oberer Grenze an vielen Fundorten einseitswendig-einfachgefiederte »Spuren« (? oder Tange), welche mit dem von LUDWIG aus dem »Devon« (als welches er jedenfalls diese Culmschichten auffasste) von LEUTENBERG beschriebenen *Palaeophycus fimbriatus* identisch sind. — 3. Eine nähere Untersuchung der durch R. RICHTER's und F. UNGER's Publikationen berühmten, »oberdevonischen« Pflanzenschicht im oberen Mühlthal und am Pfaffenberg bei Obernitz unweit Saalfeld hat mich belehrt, dass diese Schicht an der Grenze von Oberdevon und Culm auftritt und mit mehr Recht zum letzteren als zum ersteren zu stellen ist. Ich fand sie nämlich — bei sehr guten Aufschlüssen — über der durch ihre sehr grossen, vereinzelten Kalkknauern charakterisirten Clymenienzone, direkt auf den das oberste Oberdevon bildenden Schiefern mit *Posidonomya venusta*; weiter aufwärts folgten keine Kalke mehr, sondern sogleich Schiefer von unzweifelhaft culmischem Typus, mit Calamitenresten. Die Pflanzenschicht selbst enthält — schon nach RICHTER's Angaben — schwarze kieselige »Coagulationen« (besser Concretionen), welche vollständig den von LIEBE aus der Section Zeulenroda bekannt gemachten Culmgeoden gleichen, welch' letztere dort *Goniatites crenistria* und *mixolobus* führen. Ich beabsichtige noch eingehendere Mittheilungen hierüber zu machen, einstweilen vergleiche man in LIEBE, Schichtenaufbau Ostthüringens die Kapitel über Oberdevon und Unterculm, besonders S. 22 und 27.

Petrographisch ist folgende neue Beobachtung am Culm zu erwähnen: Gröbere Conglomeratbänke (mit mindestens Linsen-

grösse der Körner) kommen im untern Culm sehr selten, im oberen als vereinzelte Einlagerungen häufig vor (wenn es nicht etwa wiederholte Hervorsattelungen einer oder einiger weniger Bänke sind); eine solche Bank aber, deren Körner dann auch über wallnussgrosse Dimensionen annehmen, habe ich fast regelmässig nahe der untern Grenze des oberen Culms zuerst und besonders auf Section Liebengrün, dann auch auf Saalfeld und wieder häufiger auf Ziegenrück constatiren können. Auf letzterer Section fand ich nun an derselben Stelle der Schichtenfolge und durch locale wie petrographische Uebergänge verbunden auch eine Grauwacke, welche durch unzählige Crinoidenglieder (äusserst selten sind andere organische Reste, z. B. unbestimmbare Brachiopoden) zu einer wahren Kalkgrauwacke geworden war, die sich auch noch schwachoolithisch zeigte. Diese besonders in der Umgebung von Wilhelmsdorf gut entwickelte Varietät ist dadurch noch besonders interessant, dass sie einen hohen Grad von petrographischer Uebereinstimmung mit der Elsterberger Kalkgrauwacke (siehe Liebe, Schichtenaufbau S. 26) im äussersten Osten unseres Aufnahmegebietes besitzt, wenn man bei letzterer von der durch regionale Dislocationsmetamorphose erzeugten Runzelung und dem damit verbundenen phyllitischen Habitus absieht.

Da Herr Professor Lossen neuerdings die Thatsache, dass in Ostthüringen sich gegen SW. hin die Zahl der Falten besonders im Oberdevon und Culm auffällig vermehrt, theoretisch verwerthet hat, dürfte die weitere Bestätigung dieser Thatsache auch auf dem in der Uebersichtskarte von Ostthüringen noch als ungenügend erforscht bezeichneten Culmgebiete nördlich der Saale westlich von Ziegenrück von Interesse sein: ich habe dort noch mindestens 6 bis 7 Hauptfalten nachweisen können, — die auf der Karte auch noch als Wechsel von Ober- und Unterculm zum Ausdruck kommenden Secundärfalten noch gar nicht gerechnet.

Im Gebiete der Culmformation, aber jedenfalls dieser selbst nicht angehörig, habe ich an einer Stelle, die in Bezug auf das Auftreten wenigstens grösserer Eruptivmassen als genügend erforscht gelten konnte, nämlich nur 4 bis 5 Kilometer südlich von

Pössneck, hart an der südlichen Zechsteingrenze, eine über 1200 Schritt lange, 800 Schritte breite, im Umriss etwa elliptische Decke eines schwarzen Eruptivgesteins gefunden, welches noch ausgezeichnet frisch ist, für das blosse Auge fasst dicht erscheint und hirsekorngrosse, von verwittertem Olivin herrührende Flecken erkennen lässt. Unter dem Mikroskope zeigen sich in der spärlich vorhandenen, körnig entglasten Grundmasse massenhafte Plagioklasleisten in fluidaler Anordnung neben zahlreichen hellgelben Augitkörnern und Magneteisen in solcher Menge, dass das specifische Gewicht — bisher erst nach dem Gefühl beurtheilt — ein sehr hohes ist. Ausser den schon genannten porphyrisch zahlreich ausgeschiedenen Olivinen finden sich, aber sehr selten, makroskopische Hyacinthe?, und noch seltener (? als fremde Einschlüsse) bis erbsengrosse Quarze. Contaktmetamorphosen, versteinerungenführende Tuffe und auflagernde Schichten fehlen, das Alter des Gesteins lässt sich demnach mit Sicherheit nicht bestimmen. Wegen des Mangels vulkanischer Terrainformen und auf Grund der wohl nicht zufälligen Thatsache, dass nördlich des Frankenwaldes Basalte sonst fehlen, neige ich vorläufig mehr der Ansicht zu, dass das Gestein, so basaltähnlich es auch aussieht, ein Melaphyr ist, ähnlich den Gesteinen von Ilmenau und Zwickau. Meine Untersuchungen über das interessante Gestein werde ich im Winter fortsetzen.

Mittheilung des Herrn E. Dathe über Aufnahmen an der Westseite der Hohen Eule (Sect. Rudolfswaldau) im Eulengebirge.

In diesem Gebiete sind die Gneissformation, der Culm, ein Theil des Obercarbons und die zwischen ihnen auftretenden diluvialen und alluvialen Bildungen bearbeitet worden.

Die Kartirung der Gneissformation in diesem Districte umfasste sowohl die Abtheilung der Zweiglimmergneisse als auch die der Biotitgneisse. Die erstere Gneissabtheilung weist eine ansehnliche Verbreitung auf; sie wird durch die Zone der Augengneisse nochmals in eine hangende und liegende Abtheilung getrennt; man kann sonach drei Zonen in dieser Abtheilung

unterscheiden; 1. Zweiglimmergneisse unter den Augengneissen; 2. die Augengneisse und 3. die Zweiglimmergneisse über den Augengneissen. —

Die Zone der Augengneisse ist in dieser Gegend als Fortsetzung der im Hausdorfer Gebiet zuerst (siehe Bericht in diesem Jahrbuch für 1882) bekannt gewordenen Augengneiss-Zone zu betrachten; in nordwestlicher Richtung und in einer Breite von durchschnittlich 400 Metern verläuft sie von Glätzisch-Falkenberg über Schlesisch-Falkenberg, Colonie Grund, die Säuferhöhen, den Langenberg bis nach Kaltwasser und setzt darüber hinaus noch ein Stück fort. Bei Colonie Grund theilt sich die Zone, indem von NW. her flaserige Zweiglimmergneisse dazwischentreten; die auf diese Weise entstehende liegende Stufe der Augengneisse keilt sich bald aus, während die hangende Stufe, wie oben angegeben, von Colonie Grund bis jenseits Kaltwasser fortsetzt. Dadurch ist der Nachweis geliefert, dass die Zone der Augengneisse durch das ganze Eulengebirge und zwar von Silberberg im Süden bis nach Wüstegiersdorf im Nordwesten in den Zweiglimmergneissen zu verfolgen ist.

Die Zweiglimmergneisse über den Augengneissen nehmen eine beträchtliche Breite an, die an der Neumanns-Koppe über 1700 Meter und bei Kaltwasser noch über 1000 Meter beträgt. Ihre petrographische Ausbildung ist gleichfalls eine mannichfaltige; auch grobflaserige Gesteinsschichten fehlen nicht gänzlich; einige Male nehmen sie grosse, porphyrisch eingesprengte Orthoklase auf, wodurch Augengneisse entstehen. Ist auch die Mächtigkeit dieser im mittleren Theile des Dorfes Rudolfswaldau anstehenden Augengneisse nicht beträchtlich, so ist ihr Vorhandensein weit im Hangenden der Hauptzone der Augengneisse doch von grossem Interesse.

Die Untersuchungen der früheren Jahre hatten festgestellt, dass die Zweiglimmergneisse im Liegenden der Augengneisse sich durch den Reichthum an Amphiboliten und Serpentinen auszeichnen; die diesjährigen Aufnahmen haben ergeben, dass im untersuchten Gebiete direct über denselben auch eine an Amphiboliten und Serpentinen reiche Zone vorhanden ist. Ihre Länge beträgt

bei einer Breite von ca. 500 Metern 5 Kilometer; denn sie beginnt bei Glätz-Falkenberg und reicht bis zu den Säufer-Höhen bei Colonie Grund. In dieser Zone wurden 25 Lager von Amphiboliten und 5 Serpentinlager kartirt. In derselben Zone stellen sich auch vereinzelt Einlagerungen von Muscovitgneiss (rothem Gneiss), ein, von dem drei Lager auf der Neumanns-Koppe nachgewiesen wurden. Unmittelbar über der oberen Amphibolitzone hat sich eine schmale, nur gegen 200 Meter breite Zone von Biotitgneiss, also innerhalb der Zweiglimmergneisse entwickelt; diese theils schiefrigen, theils breitflaserigen Gneisse sind zwischen Rudolfswaldau und den Säuferhöhen angetroffen worden.

Die Zweiglimmergneisse im Liegenden der Augengneisse sind theils flaserig, theils schwach- und grobflaserig. Der Muscovitgehalt derselben nimmt nach dem Liegenden mehr und mehr ab, und so gehen dieselben allmählich in die Biotitgneisse über. Diese Zweiglimmergneisse zeichnen sich durch grossen Reichthum an Fibrolith aus, der in linsen- oder plattenformigen Partieen denselben eingesprengt ist. In gewissen Gesteinslagen ist der Fibrolith dermassen in Linsen von Haselnussgrösse angehäuft, dass er ein besonders gekennzeichnetes Gestein, einen Fibrolithgneiss, hervorbringt; derselbe ist feinkörnig und schiefrig und in ihm herrschen Muscovit und Biotit in kleinsten Blättchen nebst zahlreichen Quarzkörnchen über den Feldspath vor; er ist auf dem Gipfel des Mulen- und Urlenberges verbreitet.

Die Amphibolite treten, wie zu erwarten, in dieser Gneissstufe im Grossen und Ganzen zwar häufig, aber nicht gleichmässig vertheilt, sondern schwarmartig auf; besonders zahlreich fanden sie sich im nordwestlichen Theile der Zone, namentlich zwischen dem Langenberge und Ramenberge einerseits und dem Urlen- und Mulenberge andererseits. Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sind die Amphibolite meist granatführend und feldspathfrei, oder auch feldspatführend und in der Regel frei an Granat. — Wie die Amphibolite des Eulengebirges überhaupt noch einer eingehenden petrographischen Untersuchung bedürfen, so sind diese Studien namentlich auf den Feldspath derselben

auszudehnen, wobei wohl viele Vorkommen als Skapolith-führend sich herausstellen werden. Eine Anzahl Vorkommen sind darauf hin untersucht, und hat sich dabei ergeben, dass dieselben neben Granat und Skapolith auch Zoisit führen; letzteres Mineral wurde auch in einzelnen Amphibolitlagern in zahlreichen und grossen Krystallen bei Schlesisch-Falkenberg mehrfach aufgefunden.

Von den accessorischen Bestandmassen in den Zweiglimmergneissen sind als Mineraltrümer die Pegmatite zu nennen; ihnen gleichwerthig zu erachten sind die reinen Quarztrümer und diejenigen Quarztrümer, welche spurenweise Muscovit, Feldspath oder auch Turmalin führen. Die Pegmatite bestehen vorwaltend aus Orthoklas (Perthit), Mikroklin (dieser ist leicht an dem bläulichen Farbenschiller kenntlich), Muscovit und Quarz, während Biotit und Turmalin hier und da auftreten; sie sind im Gebiete der Zweiglimmergneisse immerhin zahlreich verbreitet. —

Die Biotitgneisse breiten sich nordöstlich der Zweiglimmergneisse aus; im kartirten Gebiet ist der breite und lange Bergrücken der Hohen und Kleinen Eule und die Umgebung des Wolfsberges dazu zu rechnen. Beide Structurvarietäten, die körnigschuppigen und die breitflaserigen Biotitgneisse sind daselbst heimisch. Direct unter den Zweiglimmergneissen und durch allmählichen Uebergang mit denselben verbunden, stellen sich breiflaserige Biotitgneisse ein. Ihr Gefüge ist bei mittlerem Korn des Feldspathes und Quarzes breitflaserig; Fibrolith und Granat treten darin sporadisch auf (am Silberwasser). Wenige Amphibolitlager sind in dieser Gneissvarietät eingeschaltet.

Die körnigschuppigen Biotitgneisse bilden ein gleichmässiges schieferiges Gemenge von kleinen Feldspath- und Quarzkörnchen, in dem der Biotit nicht in Flasern, sondern in isolirten Schuppen vertheilt ist. Obwohl dieser Gesteinstypus der herrsehende ist, so sind doch theils schieferige, theils flaserige Abänderungen, in welchen die Glimmer entweder zu Häuten oder Flasern vereinigt sind, diesen Gneissen nicht fremd und wechsellagern mit den ersteren. Für diese Biotitgneisse ist die überaus reichliche

Führung von Fibrolith in knoten- und plattenförmigen Gebilden höchst bezeichnend; mit demselben ist als secundäres Product oft Kaliglimmer in kleinen Flimmerchen verbunden. Diese Muscovitflimmerchen, denen wohl auch strichweise im Gneisse kleine spiessartige Muscovitblättchen ursprünglicher Entstehung sparsam beigemengt sind, bringen doch keine eigentliche Zweiglimmergneisse hervor. Derartige Biotitgneisse sind am Dachshügelweg, beim Hirschplan und auf der Hohen Eule verbreitet; doch schien eine Abtrennung derselben vorläufig nicht angezeigt. —

Wenige Amphibolitlager und ein Serpentinlager (östlich Eulburg am Brodwege) fallen dem Bereiche dieser Gneissvarietät zu.

Die Pegmatite und granitartige Ausscheidungen sind in den Biotitgneissen gleichfalls eine häufige Erscheinung; sie mehren sich namentlich dort, wo die Gneissschichten stark gewunden und gestaucht sind. Die Pegmatite bestehen vorzugsweise aus Orthoklas (Perthit) seltener Mikroklin, Quarz und Muscovit, wozu oft in grosser Menge noch Turmalin und Biotit, sporadisch noch Apatit und Fibrolith treten. Der Biotit bildet regelmässig bandförmige Blätter; er flieht augenfällig den Turmalin, während er sich gern mit Fibrolith vergesellschaftet. Das Gefüge der Pegmatite ist entweder grosskrystallinisch, oder auch mittel- bis kleinkörnig. Bei gleichmässiger Mengung der mittel- bis kleinkörnigen Partieen nehmen die pegmatitischen Trümer das Aussehen von mittelkörnigen Eruptiv-Graniten an. Die Felsen am Hirschplan, an der Kleinen Eule und bei Dorfbach liefern für diese Ausbildungsweise zahlreiche Belege. Man findet hier nicht nur Trümer von dem Aussehen eines ächten Granits, sondern auch grobkrystallinische, ächt pegmatitische Gangausscheidungen an einem und demselben Felsen; zwischen beiden Structurformen besteht zuweilen ein inniger Zusammenhang insofern, als beide in einem Trum vereinigt sein können. Von diesen Beobachtungen ausgehend, erscheint es alsdann verständlich, wenn man die oft 4 bis 5 Meter langen und bis 1 Meter mächtigen Gesteinsbildungen von gleicher granitisch-pegmatitischer Zusammensetzung, die linsenartig an einigen Lokalitäten (Steinbruch bei der Sägemühle in Dorfbach, beim Hofmühlstein bei Wüstewaltersdorf) den Biotitgneissen

eingeschaltet sind, als körnige Pegmatite und nicht als Granite bezeichnet. Wenn man aber den Namen »Lagergranit« dafür anzuwenden beliebt, so muss man wenigstens ihr Verhältniss zu den eigentlichen grosskrystallinischen Pegmatiten berücksichtigen. Als »körnige« Gneisse sind die granitischen, d. h. mittel- bis kleinkörnigen Pegmatite insofern nicht zu bezeichnen, als ein Theil derselben entschieden die Gneissschichten als Trümer durchquert; ihnen kommt daher eine andere Bildung zu, als den betreffenden Gneissen.

Die Eruptivgesteine innerhalb der Gneissformation sind Diabase und Porphyre. — Zwei Diabasgänge sind im Gebiete der hohen Eule bekannt geworden; der eine streicht in nordwestlicher Richtung von den nördlichen Häusern in Eulburg beginnend auf eine Erstreckung von 375 Meter nach NW. fort; der andere findet sich an der Südwestseite der Kleinen Eule. Die Porphyre haben ihre Verbreitung im Gebiet der Zweiglimmergneisse gefunden; sie sind meist dicht, weisslich bis lichtröthlichbraun gefärbt und besitzen den Habitus der eigentlichen Felsite, denn Einsprenglinge von Orthoklas oder Quarz fehlen denselben gänzlich. — Als Vertreter der Quarzgänge sind Quarzbrecciengänge bei Grund und in Schles.-Falkenberg anzusprechen.

Die Lagerungsverhältnisse im untersuchten Gebiet der Gneissformation zeigen eine Menge verwickelter Verhältnisse, denen aber nichtsdestoweniger eine bestimmte Gesetzmässigkeit zu Grunde liegt. An der Hand eines Generalprofils gelangt man jedoch zur Deutung auch der complicirten Lagerung in den einzelnen Bezirken. Wir legen dasselbe von SSW. nach NNO. über die Neumanns-Koppe nach dem oberen Theile von Schles.-Falkenberg; von da verläuft es in derselben Richtung über die Felsen beim Silberwasser nach dem Gipfel der Kleinen Eule und endigt, dieselbe Richtung beibehaltend, bei dem »Gasthaus zu den Sieben Kurfürsten«.

Am Südwestabfall der Neumanns-Koppe wird die Gneissformation von obercarbonischen Conglomeraten ungleichförmig überlagert. Die Neumanns-Koppe wird, wie oben bemerkt, vollständig von Zweiglimmergneissen und den ihnen eingelagerten

Amphiboliten und Muscovitgneissen aufgebaut. Das Streichen der Schichten am West- und Ostabhange ist durchschnittlich dasselbe; ebenso herrscht überall ziemlich das gleiche Fallen. Auf dem Gipfel und dem Westabfalle des Berges streichen die Schichten N. 45 ^{0} W. und fallen 45—50 ^{0} nach SW.; an der Ostseite desselben, an der sogenannten Falkenlehne beobachtet man im Augengneiss: Streichen N. 55^0 W, Fallen 40—60^0 SW. Bis zum Eingang des Silberwassers, wo Felsen mit breitflaserigem Biotitgneiss anstehen, verhüllen diluviale und alluviale Bildungen die Grenze zwischen den Zweiglimmergneissen und Biotitgneissen. In demselben Bereiche und jedenfalls in der Nähe des gegenwärtigen Laufes des Dorfbaches in Schles.-Falkenberg scheinen mehrere streichende oder spiesseckig verlaufende Verwerfungen aufzusetzen; denn die Augengneisszone zeigt hier plötzlich eine Verschmälerung. Die Richtung dieser Verwerfungszone scheint auch durch den Quarzbrecciengang, welcher von der Mühle in Schles.-Falkenberg in südlicher Richtung die Falkenlehne emporsteigt, angedeutet zu werden. Das schwächere Fallen der Gneissschichten weiter nach NO. zu spricht desgleichen für die Annahme von Verwerfungen in der Thalwanne des Dorfbaches. Doch so grossartige Störungen wie KALKOWSKY in seiner Abhandlung »die Gneissformation des Eulengebirges« beschreibt und im Profil darstellt, sind hier durchaus nicht vorhanden. Er berechnet die Sprunghöhe dieser Verwerfung auf 7000 Meter; zu dieser Auffassung kommt er wohl dadurch, dass er von Schles.-Falkenberg in der nordöstlichen Fortsetzung unseres Profils, also im ganzen Gebiet des Gebirgskammes der Kl. Eule durchgängig ein Fallen der Schichten nach NO. oder O. verzeichnet. Diese Annahme entspricht jedoch den thatsächlichen Verhältnissen nicht.

Die Felsen des breitflaserigen Biotitgneisses am Silberwasser und diejenigen, welche bis zum Kamme der Kleinen Eule am Westabhange zu beobachten sind, zeigen durchaus kein Ostfallen, sondern ihre Schichten schiessen nach SW. ein. Am Silberwasser streichen die Schichten N. 35^0 W. und fallen 25^0 nach SW. ein. Die körnigschuppigen Biotitgneisse, welche die vorigen unterteufen und nach NO. zu, weiter aufwärts am Gehänge anstehen,

besitzen zwar infolge der vielfachen Schichtenbiegungen ein sehr wechselndes Fallen; doch ist dasselbe stets nach SW. oder W. gerichtet. Das Fallen beträgt durchschnittlich 15—30°; oft ist der Fallwinkel 60—70° an den einzelnen Felsen mit stark gewundener Schichtenlage zu beobachten. Das durchschnittliche Streichen im Gebiete der körnigschuppigen Biotitgneisse ist am Westabhang der Kleinen Eule N. 45° W. bis N. 60° W. Auf ihrem Gipfel beobachtet man an den dortigen Gneissfelsen: Streichen N. 75° W. und Fallen: 40—50° SW. bei stark gewundener Schichtenlage. —

Steigt man den Ostabfall des Eulenkammes herunter und verfolgt das Profil weiter nach NO., so stehen nördlich am Dachshügel Felsen eines breitflaserigen Biotitgneisses an; die Schichten streichen N. 30° W. und fallen bei starken Biegungen durchschnittlich 35—30° nach NO. Also erst hier stellt sich im Biotitgneiss entgegengesetztes Fallen ein, welches nun längs der Profillinie selbst und nördlich und südlich derselben wahrzunehmen ist, wie folgende Beispiele zeigen: Felsen am Eulenflotz: Streichen: N. 45° W., Fallen: 45° NO.; Felsen eben da, weiter nordöstlicher,: Streichen: N. 60° W., Fallen: 45° NO. — Daraus geht unzweifelhaft hervor,

1. dass im letzten Theil des entwickelten Profils und zwar im Bereiche der Biotitgneisse eine ausgesprochene Sattelbildung vorliegt;

2. dass die Biotitgneisse unter den Zweiglimmergneissen lagern.

Die Sattelbildung innerhalb der Biotitgneisse erstreckt sich im aufgenommenen Gebiete weiter nach N. und S.; die Sattellinie fällt mit dem Kamme der Hohen Eule zusammen. Während das Verhältniss südlich der Kleinen Eule noch nicht durchgängig klar gelegt werden konnte, ist dasselbe nördlich derselben entziffert worden.

Der Kamm der Kleinen Eule bis zum Hirschplan verläuft N. 75° W.; das ist auch die Richtung der Sattellinie. Beide wenden sich von letzterem Punkte mehr und mehr nach N., denn sie streichen bis zum Ende des Kaiserwegs N. 65° W. Hier

ist an den dortigen Felsen die Sattelbildung gut zu beobachten. Das Fallen des Westflügels ist 65 ⁰ nach SW., das des Ostflügels 40⁰ nach NO. gerichtet. — Von hier aus wendet sich die Sattellinie nach W. und trifft in Dorfbach bei der Sägemühle das Thal, um dann westwärts fortzusetzen. Das Fallen der Schichten wird steiler, Specialsättel treten hinzu und Schichtenwindungen sind allgemein. Nördlich der Sägemühle an den Felsen im Bachbett beobachtet man steiles Nordfallen, südlich derselben bei vielfacher Faltung Südwestfallen. Das Streichen daselbst ist N. 65 ⁰ W.; das Fallen des Nordflügels 80—90⁰ gegen NO, und im Südflügel 65 ⁰ gegen SW. Durch die Culm-Ablagerung in und bei Wüstewaltersdorf wird die Fortsetzung des Sattels verhüllt und oberflächlich unterbrochen; er erscheint jedoch nochmals am Wolfsberge, wo er in beiden Flügeln sehr steile Schichtenstellung aufweist. Zum Nordostflügel gehören die Districte am Bremengrunde in Wüstewaltersdorf, das Thal in Zedlitzhaide und der District östlich bis zu den Sieben Kurfürsten.

Dem Süd- resp. Südwestflügel des Gneisssattels im Hohen Eulengebiete zählt der grösste Theil der Section Rudolfswaldau zu; es betheiligen sich an seinem Aufbaue sowohl die körnigschuppigen und breitflaserigen Biotitgneisse als auch die Zonen der Zweiglimmergneisse.

Der Verlauf der Schichten der Flügel ist der Sattellinie gleichsinnig, wie durch die Erstreckung der Zone der Augengneisse namentlich ersichtlich wird; nicht nur diese, sondern auch alle Schichten nehmen an den Wendungen der Sattellinie Theil.

Mit der Sattelbildung sind ungemein zahlreiche Faltungen und Stauchungen der Schichten verbunden; starke Zerreissungen der Schichten haben dabei stattgefunden; diese sind jedoch nicht immer zu beobachten. Die Augengneisszone hat durch die Beständigkeit in ihrer Entwickelung für die Fesststellung von Verwerfungen guten Anhalt gegeben. Dieselbe zeigt im Thale bei Kaltwasser wesentliche Zerreissungen und solche auch im Thale der Nesselgründe. Die Verwerfungsspalten verlaufen von SW. nach NO; in gleicher Richtung sind die beiden Thälchen eingeschnitten, und war somit ihr Weg durch die Verwerfungsklüfte

vorgezeichnet; letztere setzen augenscheinlich weit, sowohl nach SW. als auch nach NO. fort; in letzterer Richtung macht sich die Kaltwasser Verwerfung noch am Urlenberge bemerklich, wie die Zerreissung der Zone des Fibrolithgneisses andeutet. Diese auf das Streichen senkrecht gerichteten Sprünge sind nach der Eruption der Porphyre erfolgt; denn auch die Porphyrgänge werden in der betreffenden Gegend mit verworfen. —

Bezüglich des Culm von Wüstewaltersdorf siehe den Aufsatz in diesem Jahrbuche »Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf.« —

Mittheilung des Herrn F. M. Stapff über Aufnahmen auf Section Charlottenbrunn.

Der Schichtenbau des mittleren Eulengebirges, so weit er sich nach den bisherigen Aufnahmen von 1883 und 1884 ausconstruiren lässt, ist in der nebenstehenden Skizze schematisch dargestellt (vgl. die Figur S. 529 in diesem Jahrbuch etc. für 1883).

G Gabbro etc., P Porphyr.

Es ergiebt sich daraus, dass die Umsetzung des nordwestlichen Streichens in nordöstliches keineswegs durch Verwerfungen, in des Wortes gewöhnlichem Sinne, erfolgt, sondern durch Ineinander-

quetschung der Gneissschichten. Die Skizze könnte ebenso wohl als treues Bild eines Handstückes von recht verworren flaserigem breitschuppigem Biotitgneiss gelten, mit Streifen von feinkörnig-schuppigem Biotitgneiss und von Zweiglimmergneiss. Da der Gneiss im ganzen Gebiet auf dem Kopf steht, so wird man (von ursprünglich nahezu schwebender Schichtung ausgehend) zur Annahme zweier Faltungsvorgänge gezwungen, deren einer gewöhnlich stehende Sättel und Mulden hervorbrachte, während der andere diese Falten querfaltete, und zwar so, dass die Ausbuchtungen diesmal seitwärts erfolgten und nicht auf- und abwärts. Der Seitendruck, welcher die zweite Faltung verursacht, muss nahezu in der Axenrichtung der erstentstandenen einfachen Falten gewirkt haben, also winkelig zu dem diese erzeugenden Seitendruck. Und betrachtet man die Erscheinung nicht als Einzelphänomen des winzigen Eulengebirges, sondern als Theil von Vorgängen, welchen die ganze Erdkruste unterworfen war, so wird dies begreiflich: denn wäre der Tangentialdruck in der erstarrenden Erdkruste immer gleichsinnig gewesen, so hätte die Erde ihre Kugelform eingebüsst[1]). Mit dem oben gebrauchten Ausdruck »Ineinanderquetschung« will ich um so weniger latente Plasticität insceniren, als gerade im Eulengebirge jede grössere Klippentblössung zeigt, mit welchen endlosen Brüchen, im grossen und kleinen, die Umgestaltung des ursprünglichen Schichtenbaues verknüpft war.

Thalbildung. Den hauptsächlichsten Bruchzonen (Linien geringsten Widerstandes oder geradezu Furchen der geborstenen Oberfläche) folgten die erodirenden Wässer; und damit ist die Beziehung zwischen Thalrichtung und Schichtenbau gegeben, wenn sie auch mitunter eine versteckte bleibt. Das Leutmannsdorfer und Weistritz-Thal (soweit aufgenommen) folgen dem nordöstlichen Schichtenstreichen. Die bei der Zuckermühle sich vereinenden Bachthäler von Heinrichau und Toschendorf umziehen in Bogen die gleichsinnig sich wendenden Gneissschichten.

---

[1]) Siehe Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1879: »Zur Mechanik der Schichtenfaltungen«.

Das Mühlbachthal, Wäldchenthal, der Jauerniger Grund sind Querthäler. Das Eulenwasserthal desgleichen; nur in Neugericht folgt es auf 1½ Kilometer dem Streichen. Verworren, wie der Schichtengang des Eulengebirges, ist dessen Thalgliederung; ein verzerrtes Spiegelbild des ersteren.[1])

Gliederung des Gneisses. Die im Jahrbuch für 1883 S. 514 f. versuchte Gliederung des Eulengebirgischen Gneisses in feinkörnig-schuppigen Biotitgneiss (I), breitflaserigen Biotitgneiss (II), Uebergangsformen beider (I/II), Zweiglimmergneiss (III) konnte bei der Kartenconstruction zwar beibehalten werden, lässt aber noch viel zu wünschen übrig, besonders wegen der endlosen, schwer zu definirenden Uebergangsformen; findet sich doch sogar eine Art Uebergang aus I in III, indem ersterer, besonders in der Nachbarschaft von Porphyreruptionsspalten, Kaliglimmerflimmern aufnimmt und von Eisenoxyd durchtränkt ist. Einen gewissen Anhaltepunkt für die Gliederung gewähren noch einige Accessoria, von denen Granaten (makroskopisch) II angehören; Knoten und Mandeln von Fibrolith (resp. Cordierit, Pinit) I; Fibrolithquarzplatten I, II und I/II. Turmalin kommt nur in Trümern und Wülsten von Muscovitpegmatit vor, welche in allen Biotitgneissabarten auftreten und an mechanische Störungen des Schichtenbaues gebunden scheinen.

Granitkörnig ist II sehr häufig durch Quetschung geworden. Handstücke gleichen dann dem Granit; die Untersuchung eines jeden Vorkommnisses zeigt aber sofort, dass kein Eruptivgranit vorliegt und dass der Quetschgranit auch von sogenanntem Lagergranit sich wesentlich unterscheidet. Lagergranit ist nicht selten; bei der Zuckermühle bis 2 Meter mächtig auf 40 Meter Länge aufgeschlossen; er gehört meist I an, kommt aber auch in I/II

[1]) Die schematische Figur ist nicht etwa blos das Resultat geometrischer Combination der beobachteten Richtungswinkel. Ebenso massgebend dabei war die (diesen Richtungswinkeln entsprechende) Verknüpfung der Fundorte gleichartiger Gneissvarietäten. Bei den spärlichen Klippaufschlüssen mussten allerdings auch die losen Vorkommnisse auf Bergköpfen und Rücken als Constructionselemente dienen; dagegen wurde Gehänge- und Thalschutt möglichst unberücksichtigt gelassen, da sich nachweisen liess, dass selbst auf 9 : 100 geneigtem Terrain Steine und Blöcke kilometerweit verrollen können.

und II vor. Häufig pegmatitisch entwickelt, unterscheidet er sich vom ächten turmalinführenden Muscovitpegmatit durch das Auftreten von Biotithäuten und von Fibrolith, sowie durch den Schichtungsverband. In Folge von Verwerfungen scheint letzterer mitunter durchgreifend, besonders in kleinen Entblössungen. Dicke und dünne, mit den Gneissschichten wechsellagernde Granitstrahlen lehren aber die Zusammengehörigkeit beider Gesteine. Quarzitschiefer, meist dunkelgrau (durch Graphitstaub?), mit Imprägnationen von Kiesen, auch Blende und Bleiglanz, in ganz dünnen Einlagerungen in I, hat vielfache unnütze Bergbauversuche veranlasst. Durch Aufnahme von Feldspath wird er mitunter granulitähnlich. Granulit tritt in I/II des Leutmannsdorfer Forstes auf, aber nur als Lesesteine.

Der wenig verbreitete Zweiglimmergneiss (III) wurde bisher nicht anstehend beobachtet. Nördlich von Heidelberg ist ihm rother Muscovitgneiss beigemengt, welcher aber kaum selbständig auftreten dürfte, da er nie in grösseren Blöcken erscheint, oft aber handdicke Lagen in Blöcken von III bildet.

Altersfolge der Gneissarten. Die im Aufnahmegebiet beobachteten Thatsachen gestatten noch keinen objectiven Schluss auf die Bathrologie der verschiedenen Gneisssorten, was man auf Grund von Analogieschlüssen darüber sich auch vorstellen mag.

Hornblendegesteine und Gabbro. Kleine Steine von feinkörnigem Amphibolit, meist quarzitisch und mit Granaten, sind nicht selten, aber immer so vereinzelt, dass sie nur die Existenz ganz unbedeutender Amphibolithstreifen in I—II beweisen. Häufiger sind Hornblendegesteine in der Gesellschaft von Gabbro etc. Solcher kommt anstehend im Bärenstein vor (schon ausserhalb der Blattgrenze); in losen Blöcken, aber reichlich zwischen Heinrichau und Wüstewaltersdorf, spärlich zwischen Christianshof und Toschendorf; zwischen Heidelberg und Leutmannsdorf; im Mittelberg (östliche Blattgrenze). Der Bärensteiner ist Diallaggabbro, der Heinrichauer und Toschendorfer überwiegend Labradorit; der Heidelberger Olivindiabas. Berücksichtigt man hier noch ein Vorkommniss von Glimmerhornblendediorit (Kersantit) im Spitzberg, so

ergiebt die Karte sofort, dass die meisten bisher bekannten Gabbro-vorkommnisse etc. der Section Charlottenbrunn, dem vielfach gewundenen Schichtenzug *g* von flaserig-breitschuppigem Biotitgneiss (II) folgen.

Culm und Porphyr. Die Culminsel des Spitzbergs bei Altfriedersdorf (südlich von Heinrichau) liegt auf einer scharfen Spitzkehre des eben erwähnten Schichtenzuges *g*, wo der Gneiss wohl besonders zerquetscht wurde, so dass Felsitporphyr gerade an dieser Stelle leicht hervortreten konnte. Weniger bekannt als die Flora des Spitzberger Thon- und Grauwackenschiefers dürfte das Vorkommniss eines unbedeutenden, jetzt wieder zugemachten Kalklagers daselbst sein, dessen Steine von Productiden und Spiriferiden strotzen.

Diluvium. In sogenannten »Sandgruben«, z. B. auf dem flachgewölbten Bergrücken zwischen Judendreh und Sieben Kurfürsten, 680—760 Meter ü. M., wird ganz zu rostigem Sand verwitterter, feinkörnig-schuppiger Biotitgneiss (I) gegraben, welcher so völlig in situ verblieben ist, dass man im Vorbeigehen seine Schichten für solche von beigeschwemmtem Sand halten könnte. Aber er ist von Pegmatitwülsten durchgriffen, liegt auch nicht immer unmittelbar unter der Oberfläche, sondern zwischen und unter weniger oder nicht verwittertem B. II und B. I/II. Diese Vorkommnisse lehren nicht nur, wie innig verknüpft mit einander die beiden Hauptvarietäten des Biotitgneisses sein können, sondern sie erklären auch manche der auf Eulengebirgischen Anhöhen so häufigen Blockansammlungen von B. II: wird der Gneisssand vom Regen weggespült, so stürzen die ihrer Stütze beraubten Gneissbänke (II) als Trümmer durcheinander. Hier rubricire ich derartige Vorkommnisse unter »Diluvium«, weil sie (zu einem gewissen Grad) die Meereshöhe markiren können, oberhalb welcher Diluvialströme nicht die Oberfläche zerwühlt haben: sonst würde der Gneisssand weggeführt sein. Diese obere Grenze des Gebirgsdiluviums ist aber selbst eine lokale, welche z. B. bei Wüstewaltersdorf, nach diesjährigen Beobachtungen und vorjährigen am Wolfsberg, unter dem Horizont 680 Meter liegt.

Dass der Transport des internen Diluvialschuttes aus Seitenthälchen zu dem Wildbach- und Schuttkegelphänomen gehört, wurde schon im vorjährigen Bericht hervorgehoben, und namentlich auch durch das Vorkommen von Geröllen mit rauhen Eindrücken belegt (Jahrbuch 1883, S. 542, 543). Es fand aber auch eine allmähliche Abwärtsbewegung des Grundschuttes auf ganzen, selbst wenig geneigten Bergflanken statt, welche in dem jetzigen Abschwemmen der Ackererde durch Regengüsse (Schlammfänge!) eine gewisse Analogie hat. Dem Zuge des »fliessenden« Grundschuttes folgten selbst grosse Blöcke thalwärts; Gabbro bei Heinrichau $^{3}/_{4}$ Kilometer weit auf 0,09 Böschung. Dem Zuge des Grundschuttes thalwärts schmiegten sich sogar die widerborstigen Schichtenköpfe des anstehenden faulen Gneisses an, dessen Brocken sich dem Schutt zugesellten. Gletscherthätigkeit wirkte in diesem Falle nicht, denn die Umstauchung ist stets thalwärts gerichtet; und niemand möchte sich wohl das Eulengebirge so vergletschert vorstellen, dass jede seiner Anhöhen einen separaten Gletscherheerd besessen hätte. Von Pseudoglacialphänomenen seien noch durch Ackerfuhrwerk geschrammte Klippenentblössungen (selbst lose Steine) auf Feldwegen erwähnt.

In den grösseren Bachthälern angelangt, wurde der interne Diluvialschutt von Strömen fortgewälzt und abgerollt; doch war das Wasserregime im allgemeinen derartig, dass die Thalwege der hinter Sperren aufgefüllten Thäler, bei geringerem Partialgefälle, höher lagen als jetzt. In diesen alten Thalböden wurden nachmals die jetzigen Thalwege vertieft, und die Ueberreste der Böden garniren nun als mehr oder weniger zusammenhängende, oft nur topographisch definirbare flache Ränder alle Thäler des Eulengebirges. Den klaren Ueberblick stören häufig die Fragmente mehrerer solcher Flachränder über einander.

In dem Gebirgsdiluvialschutt, auch dem nachmals umgelagerten, findet man nicht gerade selten nordische Granitgerölle und Feuerstein; ganz vereinzelt in den oberen Thalläufen, reichlicher thalwärts; aber stets in verschwindender Menge verglichen mit dem Einheimischen. Ueber dem Horizont 560 Meter

(570 Meter bei Neufriedersdorf?) habe ich nichts Nordisches gefunden, auch keine Findlinge, in diesem Horizont aber an verschiedenen Punkten Ueberreste von nordischen Diluvialablagerungen. Solche mögen, zu der bezeichneten Höhe, einst mehr zusammenhängend das Gebirge bedeckt haben; sie wurden sammt dem Grundschutt weggespült und dem Gebirgsdiluvium einverleibt, aus welchem nordische Ueberbleibsel sogar ins alte und neue Alluvium verschwemmt worden sind. Glacialbildungen sind diese (nordischen) Diluvialablagerungen des Eulengebirges sicherlich nicht. War zur Eiszeit die relative Höhenlage Skandinaviens und des schlesischen Randgebirges wie jetzt, so ist ein am Eulengebirge zu 560 Meter Höhe wieder aufsteigender, skandinavischer Gletscherstrom aus mechanischen Gründen undenkbar; überdies sind die betreffenden Ablagerungen von Grundmoränen jetziger Gletscher völlig verschiedene, unzweideutige Strandbildungen, bestehend aus ausgewaschenem und geschichtetem Sand, mit unverkennbaren Strandkieseln. Die hübscheste derartige Ablagerung, auf einem Bergkopf zwischen Hexenstein und Hohe Leipe (Hausdorf und Mühlbach), 550—560 Meter ü. d. M., wurde schon im Jahrbuch für 1883, S. 540 hervorgehoben. Andere, im Aufnahmegebiet von 1884, gehören vorzugsweise dem Leutmannsdorfer Thal und seinen Verzweigungen an. Am Heidelberg (und bei Neufriedersdorf?) erreichen sie gleichfalls 560 Meter M.-H., liegen im Allgemeinen aber tiefer, und werden dann durch zwischengeschobene Lehmlager und heimischen Gneissschutt der Umlagerung verdächtig. Lehm, im Gebirge rauh und steinig, am Rand der Ebene lössartig, scheint überhaupt bezeichnend für das Ende des grossen Diluviums. Sehr verbreitet im Leutmannsdorfer Thalgebiet sind auch nordische Findlinge. Den grössten und hübschesten, in 520 Meter M.-H. am Fusspfad von Heinrichau nach Leutmannsdorf belegenen, habe ich dem Schutze des Eulengebirgischen Gebirgsvereins anempfohlen. Der nahezu dreieckige, 1½ Meter breite Granitblock ragt 30-40 Centimeter aus der sumpfigen Waldwiese; ist oberflächlich polirt und undeutlich geschrammt. Mir scheinen diese Findlinge, sowie das nordische Material der er-

wähnten Hochdiluvial-Ablagerungen auf Eisbergen beigefluthet, welche theilweise am damaligen Meeresufer strandeten, theilweise schon vorher ihre Schuttlast abbürdeten. Dass die Eisberge und ihre Ladung von nordischen Gletschern herstammten, ist wohl feststehend; unsicher dagegen die Grenze zwischen südlichem Gletscherrand und offenem (Eis-) Meer. Das Ufer des letzteren wird nur durch die höchstbelegenen nordischen Provenienzen bestimmt. Solche kommen vereinzelt vor; Verbindungslinien zwischen denselben gestatten aber die charakteristischen Strandformen, entlang den Gehängen flachgerundete Köpfe etc. zu ziehen, welche sich immer in gewissen Horizonten aneinanderreihen, und zwar unabhängig vom Thalgefälle. Die im Jahrbuch für 1883 S. 540 besprochene 560 Meter-Linie lässt sich auch im Mühlbachthal und bei Heinrichau verfolgen. Weiter auswärts treten jedoch tiefere derartige Linien hervor, welche mehr oder weniger mit den beim Gebirgsdiluvium erwähnten höheren Thalterrassen coincidiren und vielleicht Stationen im Rückzug des Meeres (Hebung des Gebirges) bezeichnen.

Mittheilung des Herrn M. Scholz über Aufnahmen der Sectionen Hindenburg und Vieritz.

Die Section Hindenburg wurde mit Hülfe des im nordwestlichen Theile beschäftigt gewesenen Culturtechnikers Keiper vollständig, von der Section Vieritz der grössere Theil der östlichen Hälfte aufgenommen.

I. Die Section Hindenburg besteht in ihrer Oberfläche nur aus Quartärschichten. Ob bei grösserer Tiefe braunkohlenführende Schichten zu treffen sein würden, ist bei dem Mangel an Tiefbohrlöchern nicht erkennbar, indessen wahrscheinlich, da sowohl in der westlich anstossenden Section Osterburg, nördlich der Stadt Osterburg Braunkohlen abgebaut werden, als auch solche im Osten, in Section Schollehne, erbohrt worden sind.

Vom unteren Diluvium, in Form von Grand, Sand, geschiebefreiem Thone und dem rothen Altmärker Geschiebemergel ausgebildet, ist namentlich der letztere vertreten, welcher eigentlich die ganze südliche Hälfte der Section einnimmt und nur von einigen

aus der Section Stendal sich fortsetzenden Sandzonen unterbrochen wird. In ihnen ist auch das von Süd zu Nord streichende Uchtethal mit seinen alluvialen Sanden und Humusschichten eingesenkt. In diesem südlichen Theile treten zwei Verhältnisse besonders hervor:

1. Dass schon in der Tiefe von 1,5—2 Meter unter dem ächten rothen Geschiebemergel fast überall ein rother bis gelber, nach unten zu bläulicher, steinfreier Thonmergel entwickelt ist, welcher auf Diluvialsand auf- oder in Form eines dünnen Flötzes in denselben eingelagert, wenn nicht ganz durch ihn ersetzt ist. Dieses Auftreten entspricht dem ähnlichen in den Nachbarsectionen und man kann diesen mehr oder weniger rothen Thon dem in der Regel mächtigeren Diluvial-Thon von der Beschaffenheit des Glindower gegenüberstellen.

2. Dass in dem dem Diluvial-Thon auflagernden Geschiebemergel, wodurch die Auffindbarkeit des ersteren hauptsächlich ermöglicht wird, eine Anzahl im Allgemeinen von S. nach N. streichender Rinnen eingewaschen und dadurch der rothe Thon blossgelegt ist. Man wird diese mit jüngerem Alluvium ausgefüllten Rinnen als Schmelzwasserrinnen auffassen müssen, welche die secundäre Verbindung zwischen den grösseren, O.-W. streichenden und vielfach nur Sande führenden altalluvialen Wasserläufen ihrer Zeit herstellten.

Durch das fast regelmässige Auftreten des rothen Thones unter dem rothen Geschiebemergel charakterisirt sich derselbe als ein zum letzteren zugehöriges Produkt, wahrscheinlich zuerst hervorgerufen durch Einwirkung des an der Grundmoräne, dem Geschiebemergel, unter dem Eise arbeitenden Schmelzwassers.

Eine Auflagerung von unterem Diluvialsand (Spathsand) auf Geschiebemergel ist neben dem unter letzterem heraustretenden Sande ebenso wie z. B. in Section Stendal vorhanden, wie dies auch aus den zum Theil durch die Elbe blossgelegten deutlichen Profilen bei Arneburg und weiter südlich, bei Bittkau etc. hervorgeht.

Der ganze nördliche Theil der Section Hindenburg gehört der sogenannten »Wische« (Wiese) an und ist mit dem jungallu-

vialen Schlick der Elbe ausgefüllt. Er hebt sich scharf gegen das Plateau des höheren südlichen Theiles ab. Seine Mächtigkeit beträgt selten mehr als 0,5—1,0 Meter, von Kalk ist er völlig frei und die Unterlage bilden fast überall grandige Sande, welche ausser nordischem Flint, Porphyr etc. Brocken von Milchquarz und Kieselschiefer, offenbar von Süden stammend, führen und, entsprechend der ähnlichen Lagerungsweise von Diluvialsand zu Geschiebemergel, zuweilen aus dem Schlick der Oberfläche hervorragen. Ob sie als oberdiluvialer Thalgeschiebesand oder als alluvialer Flusssand anzusprechen sind, ist noch nicht bestimmt zu entscheiden.

Auf dem Schlick sind vielfach Sandbänke und Dünen aufgelagert, auch ist der Schlick zuweilen mit kleinen Elbgeschieben bestreut. Jedenfalls sind dies Kennzeichen einer öfters zur jungalluvialen Zeit erfolgten Ueberfluthung, welche bis in die neueste (historische) Zeit hinein vorkommen und z. B. nachgewiesener Maassen in grossem Maassstabe auf der Ostseite der Elbe bei den grossen Durchbrüchen in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts stattgefunden haben.

II. Section Vieritz. In derselben wiederholen sich mit einigen Modificationen die Verhältnisse von Section Hindenburg und sie bildet nebst ihrer Nachbarschaft die Ueberleitung von dem altmärkischen zu dem etwas abweichenden märkischen Diluvium.

Auch sie zerfällt in einen diluvialen höheren (westlichen) und in einen alluvialen, niedrigen, flachen, östlichen bis südöstlichen Theil.

Das Diluvium ist in ihr hauptsächlich durch Spathsand, seltener Grand vertreten, in welchen, zuweilen bis nahe an die Oberfläche reichend, Geschiebemergel eingelagert ist. Derselbe scheint im Westrande der Section, nach dem heutigen Elbthale zu, allmählich tiefer zu gehen, beziehungsweise auszukeilen, muss sich aber, was die westlichen Steilufer der Elbe beweisen, weiterhin wieder anlegen.

Immerhin bildet er den Kern des höheren Theils der Section und ist im NO., wie in den Sectionen Hindenburg und Stendal

noch mit einer Schicht ächten Unteren Spathsandes bedeckt, nach S. dagegen von Thalgeschiebesand überlagert, da man ihn dort wenigstens nicht mehr auffinden kann.

Seine Beschaffenheit in den Aufschlüssen im nördlichen Sectionstheile, nämlich sein allmählicher Uebergang in einen röthlichen Thonmergel lässt annehmen, dass die altmärkische Facies des Unteren Diluvialmergels mindestens noch bis zur Havel reicht und vielleicht erst jenseits derselben durch den gemeinen Geschiebemergel, überlagert von dem lehmig ausgebildeten Oberen Diluvium, ersetzt wird. In Section Vieritz ist letzteres nur an einzelnen Stellen (auf dem Vieritzer Berge) als Geschiebemergel zu erkennen, sonst aber nur als Steinbestreuung oder Deck-Sand ausgebildet.

Das Alluvium, hauptsächlich als sogenannter Havelschlick, »Erde«, d. h. Ziegelerde, vorhanden, erscheint zwar nicht ganz so thonreich, wie der Elbschlick der Wische, ist aber jedenfalls geologisch desselben Ursprungs, auch von derselben Mächtigkeit und sonstigen Verhältnissen. Er ist also auch von Sand (Flusssand oder Thalgeschiebesand?) unterteuft, welcher aber im Allgemeinen etwas weniger grandig, wie an der Elbe, aber doch auch überall mit Geschiebepartikeln südlichen Ursprungs durchsetzt ist.

Auch die aufgelagerten Sandbänke und Dünen sind nicht selten. Eigenthümlich ist dem Schlick der Section Vieritz, von da auch in S. Bamme hineinreichend, ein lokaler Kalkgehalt, welcher wohl nur aus der Zersetzung von Süsswasser-Muschel-Schalen in früheren sumpfigen Einsenkungen gebildet sein mag, ohne dass die letzteren sich im Oberflächenrelief, z. B. westlich des Vieritzer Berges und bei Marquart, noch deutlich erkennen liessen.

Mittheilung des Herrn H. Gruner über die ausgeführte Aufnahme der Section Jerichow.

Der in das Bereich des Blattes Jerichow fallende Gebietstheil gehört zum überwiegenden Theile dem Inundationsgebiet der Elbe an; in der nordöstlichen Ecke des Blattes tritt Diluvium, das einer grösseren inselartigen Partie südlich von Havelberg an-

gehört, zu Tage; dasselbe zählt zum Unter-Diluvium und besteht vorzugsweise aus mächtigen Sandablagerungen. Die weite Niederung selbst weist ausschliesslich alt- und jungalluviale Gebilde, Flusssande und Grande, Schlick- und Humus-Ablagerungen auf. Das Liegende bildet in der Regel grober Sand, der nach den Thalrändern eine feinere Körnung annimmt.

Das Blatt Jerichow gewährt ein höchst anschauliches Bild von der allmählichen Entwickelung der Elbniederung; beim Betrachten desselben erkennen wir, dass aus dem gegen Ende der Diluvialzeit in der Hauptsache bereits ausgeprägten Thale viele mehr oder minder zusammenhängende Diluvialinseln herausgeragt haben mussten, zwischen denen hindurch sich Schmelzwässer des mächtigen Inlandeises Bahn brachen, die Inseln dabei umfänglich mehr und mehr beschränkend, ja in der Mehrzahl umlagernd. In feuchter Lage gediehen hierauf Birken, Elsen und Eichen, die Walddickungen beförderten die Entstehung von Seen, die sich allmählich in Sümpfe umwandelten, in denen *Nymphaea, Melosira varians, Pinnularia* u. a. üppig wucherten oder Torflager erzeugten, welche alsdann wiederum den Boden für freudige Baumvegetation lieferten. Später richtete die Elbe, nach Durchbruch des Diluvialmergels zwischen Wolmirstedt und Hohenwarthe und weiterhin zwischen Bittkau und Ferchland ihren Lauf hierher und setzten ihre starkströmenden Gewässer, — zumal wo Hindernisse zu überwinden waren — groben Sand ab, beim Eindringen in weite Buchten, Seen oder Sümpfe hingegen feinerdige Substanzen — Schlick. Die Uferländereien, sowie auch das Flussbett selbst erfuhren mit der Zeit nun einen so hohen Auftrag, dass die weiter abgelegenen Gebiete nicht mehr der Elbe zu, sondern von ihr ab entwässert wurden, was wegen mangelhaften Abflusses und der im Osten des Blattes entgegentretenden steilen Gehänge der Diluvialinsel zur Bildung von langgestreckten, nach und nach immer mehr vertorfenden alten Flussarmen Veranlassung gab.

Bei bedeutenden Hochfluthen verliess dann der Strom sein Bett (ganz oder theilweise), bog in Seitenthäler aus, — wie dasjenige von Rogätz über Väthen und Tangermünde oder von

Hämerten über Stendal und Möllendorf[1]) — durchfloss diese in zahlreichen Krümmungen und erhöhte dadurch auch diese Terrains. Bei der Vereinigung der Seitenarme mit dem Hauptstrom drängte nun — wie z. B. bei Tangermünde — das Wasser ungestüm westwärts, wodurch das Diluvialplateau Ab- und Unterspülungen erlitt, schroff abfallende Ufer, wie auch ein mehr geradliniger Lauf des Strombettes herbeigeführt wurden.

Dieser Auffassung einer allmählichen Erhöhung der weiten Flussniederung durch die Elbe könnte die Beobachtung widersprechen, dass gegenwärtig die Elbe ihr Bett thatsächlich mehr und mehr vertieft. Hierbei kommt aber in Betracht, dass das Wasser früher langsamer ablief und in neuerer Zeit durch Deichanlagen, Entwaldungen, Drainagen, Wiesenbau und Gräbenziehen, sowie durch Abtreibung der Inseln, Coupirung, Geradlegung des Stromes etc. auf schnelleren Abfluss des Wassers hingewirkt wurde. Seit der letzten Hälfte des vorigen Jahrhunderts sank der Elbspiegel wohl um etwa 0,45 Meter[2]), was aber sehr wahrscheinlich dem im Jahre 1785 stattgefundenen Dammbruche, resp. infolge dessen ausgeführten Durchstich bei Rothensee unterhalb Magdeburg zugeschrieben werden dürfte. Daher steht nicht zu erwarten, dass der Elbspiegel noch weiterhin sinke, weil die in neuerer Zeit ausgeführten Correctionsarbeiten auf eine Verschmälerung des Bettes und demzufolge Hebung des Wasserspiegels hinzielen, in absehbarer Zeit also die entfernter von der Elbe angesessenen Land- und Forstwirthe den sehnlichst erwünschten früheren, höheren Grundwasserstand erlangen dürften.

Mittheilung des Herrn K. KEILHACK über die Aufnahme der Sectionen Lindow, Gross-Mutz und Beetz.

Das Aufnahmegebiet liegt zwischen den von Nord nach Süd sich erstreckenden Thälern der Havel und Dosse am Südrande jener grossen Hochfläche, die zwischen dem Eberswalder Haupt-

[1]) Vergl. RUST, das Deichwesen an der unteren Elbe, Berlin 1870, Tafel II—IV.

[2]) MAASS. Die Wasserstände der Elbe in den Jahren 1727 bis 1870, Zeitschrift für Bauwesen, Jahrgang XX, S. 501.

thale und der Ostsee, der Oder und Elbe gelegen, in ihrem centralen Theile als Mecklenburgische Seenplatte bekannt ist. Die Blätter Lindow und Gross-Mutz erinnern bereits an dieselbe durch ihren Reichthum an grossen und kleineren Seen, deren es in der Umgebung der Stadt Lindow nicht weniger als 15 giebt. Lindow selbst liegt zwischen drei Seen, dem Wutz-, Vielitz- und Gudelak-See auf fruchtbarem Moormergelboden und nur ein kleiner Theil der Stadt mit dem Kloster auf einem kleinen, aus Sand bestehenden Diluvialhügel. Die Seen selbst liegen fast alle in langgestreckten, schmalen Rinnen und sind mit einander durch torferfüllte Niederungen verbunden. In Folge dessen sind sie meist von sehr regelmässiger Gestalt und nur der grösste derselben, der Gudelak-See erinnert durch seine Form gar nicht an den Charakter einer einfachen Rinne. Eine nähere Untersuchung der Tiefen in den einzelnen Theilen dieses Sees und ein Vergleich derselben mit denjenigen des Wutz- und Vielitz-Sees lehrt aber, dass diese Ausnahme nur eine scheinbare ist und dass die complicirtere Gestalt des Gudelak-Sees mit seinem grossen Werder und einer kleinen Rohrinsel ein Produkt der Verschmelzung dreier verschiedener Rinnen ist. Die mittlere Tiefe des Wutz-See beträgt 16—20 Meter und ihr entspricht diejenige des Gudelak-See nördlich von Rohrinsel und Werder, die sich zwischen 18 und 28 Meter bewegt. Dagegen ist der dem Wutz-See gegenüber wenig kleinere Vielitz-See nur 2—4 Meter tief. Dieselbe geringe Tiefe besitzt der Gudelak-See südlich von Rohrinsel und Werder, denn noch vor nicht allzu langer Zeit konnte der Werder von Süden her mit Wagen auf einer Furt im See erreicht werden. Daraus scheint hervorzugehen, dass die zwischen Gudelak- und Möllen-See liegende Diluvialinsel, der Werder, die kleine Rohrinsel und das Diluvialplateau zwischen Wutz- und Vielitz-See einst einen zusammenhängenden Rücken bildeten, der die beiden in ihrer Tiefe so verschiedenen Seenrinnen trennte. Die nach Norden reichende Ausbuchtung des Gudelak-See's stellt dagegen die jetzt wassererfüllte flache Mündung einer oder zweier, von Norden herabkommender Rinnen dar. Die beiden erstgenannten Rinnen haben noch über den Gudelak-See hinaus jede

ihre eigene Fortsetzung, indem diejenige des Vielitz-See in einem Bogen sich nach Süden zum Tholmann-See, die des Wutz-See dagegen nach Westen in den Möllen-See wendet und dann, allmählich sich verbreiternd, nach Nordwesten in der Rinne des heutigen Rhin fortsetzt. Der Möllen-See bildet in Folge dessen eine Wasserscheide.

Der Vielitz-See liegt in einer sehr alten, muldenförmigen Einsenkung des Unteren Geschiebemergels. In diesem, noch mehrfache Special-Mulden aufweisenden Becken gelangten, wahrscheinlich beim Herannahen der zweiten Vergletscherung, Sande, Mergelsande und Thone zum Absatze, und zwar so, dass auf dem Geschiebemergel sich ablagerte zuerst Sand, dann Thon in einer Mächtigkeit von $1^1/_2$ — 4 Metern, bisweilen durch Sandeinlagerungen in mehrere Bänke getheilt, hierauf mit gröberen Sanden wechsellagernde Mergelsande und schliesslich echte Spathsande. Alle diese Bildungen sind gleichalterig. Ueber ihnen liegt stellenweise noch ein ungeschichteter, etwas grandiger Sand, der wahrscheinlich dem Oberen Sande entspricht. Gleichzeitig mit den eben erwähnten Thonen am Vielitz-See müssen noch an zahlreichen andern Stellen der benachbarten Gebiete Thone und Mergelsande in Becken zum Absatze gelangt und später zum grossen Theile wieder zerstört sein. In Gruben aufgeschlossen, in kleinen Partieen zu Tage tretend oder in geringer Tiefe erbohrt, finden sich derartige feinkörnige Ablagerungen an zahlreichen Stellen eines Gebietes von der Grösse einer Quadratmeile, welches begrenzt wird durch die Orte Gühlen, Klosterheide, Keller, Glambeck, Grieben, Rüthnik, Herzberg und Schönberg. In derartiger Ausdehnung waren die zwischen Oberem und Unterem Geschiebemergel lagernden Thone bisher noch nicht beobachtet.

So complicirt die geognostischen Verhältnisse der durch die Schmelzwasser hart mitgenommenen Section Gross-Mutz, so einfach sind die des südlich daran anstossenden Blattes Beetz. Dasselbe besteht zu mehr als $^3/_4$ aus Unterem Diluvialsande unter Bedeckung von Geschiebesand. Trotz dieser grossen Einfachheit aber ergab die Aufnahme dieses grossen Sandgebietes einige interessante Resultate. Es ergab sich nämlich, dass

1) die Korngrösse der Unteren Sande mit der Erhebung über dem Meeresspiegel zunimmt, und dass
2) die petrographische Beschaffenheit des Geschiebesandes direct abhängig vom Untergrunde ist.

ad 1. In den höchsten Theilen des erwähnten grossen Sandgebietes bildet ein grober Grand, mit zahlreichen Geschieben, den Untergrund, in den tiefsten dagegen, d. h. am Rande des Plateaus, liegen feinkörnige Mergelsande. Zwischen beiden finden sich, immer allmählich in einander übergehend, alle Zwischenbildungen. Diese Beobachtung beweist wieder recht deutlich, dass alle diese Sande in anfangs rasch, später langsam fliessenden Wassern abgesetzt wurden, die häufig ihren Lauf wechselten und allmählich das ganze fast 2 Quadratmeilen grosse Gebiet überschütteten. Ich stehe nicht an, in dieser jetzt waldbedeckten Sandfläche ein genaues Aequivalent der im vorigen Bande dieses Jahrbuches von mir beschriebenen isländischen Sande anzunehmen. Noch sind die letzten Schmelzwasserbetten erhalten in einer Anzahl annähernd radial verlaufender, jetzt natürlich gänzlich wasserleerer, flacher Rinnen.

ad 2) Die petrographische Uebereinstimmung des Oberen Sandes mit seinem Untergrunde, sowie das Fehlen desselben auf dem ganz feinkörnigen Spathsande und dem Mergelsande beweist, dass er hier nicht als Auswaschungsprodukt einer vorher vorhandenen Grundmoräne aufzufassen ist, sondern einfach als der nochmals umlagerte, aber wenig fortbewegte oberste Theil der jetzt darunter liegenden Ablagerung.

Mittheilung des Herrn F. Klockmann über seine Aufnahme ostwärts der Havel.

Die Aufnahmearbeiten, welche sich während des Vorjahres auf das von Elbe und Havel umschlossene Gebiet zwischen Havelberg und Rathenow erstreckt hatten, wurden in diesem Jahre ostwärts der Havel auf die Diluvialplateaus von Rhinow und von Friesack, sowie auf die alluviale Niederung des Rhinluches und dessen seitliche Abzweigungen ausgedehnt. — Die mit dem Jahre 1884 in der Kartirung abgeschlossenen resp. in Angriff ge-

nommenen grösseren Diluvialinseln: das Klietzer (zwischen Elbe und Havel), das Rhinower und das Friesacker Plateau stimmen darin überein, dass sie Theile der Südbegrenzung des sogenannten vereinigten Berlin-Eberswalder Hauptthals sind, also zur linksseitigen Uferlandschaft des alten norddeutschen Urstroms gehören, und ferner lassen diese Diluvialinseln eine bemerkenswerthe Uebereinstimmung in ihrem orographischen Charakter erkennen. Bei den in Rede stehenden drei Plateaus, zu denen noch im Südwesten östlich von Rathenow einige andere, jedoch nicht mehr in das Arbeitsgebiet des Berichterstatters fallende Diluvialhochflächen gerechnet werden können, wie das des Nusswinkels zwischen Nennhausen und dem Witzker See, gliedert sich das Terrain derartig, dass sich von einer schwach gewellten und dem Auge auf grössere Strecken hin fast eben erscheinenden sockelartigen Fläche, deren durchschnittliche Meereshöhe zwischen 35 Meter und 50 Meter liegt bei einer Höhe der umgebenden Niederung von 26 Meter bis 30 Meter, ein stark coupirtes Höhenterrain, aus einzelnen Kuppen oder lang gestreckten Rücken bestehend, in scharfen und bestimmten Linien abhebt, so den Eindruck hervorrufend, als wenn dem eigentlichen Diluvialplateau ein zweites Plateau aufgesetzt sei. Namentlich auf der Nordhälfte des Klietzer Plateau macht die zwischen 40 Meter und 50 Meter allmählich ansteigende Diluvialfläche gegenüber dem schroff bis zur Höhe von 108 Meter sich erhebenden Rücken der Kamernschen Berge durchaus den Eindruck einer Vorterrasse; wie sich die Sohle des Thalsandes zu ihr verhält, so verhält sie sich zu dem aufsteigenden Höhenrücken.

Sehr häufig sind diese höher gelegenen, vielfach durch Pressungs- und Stauchungserscheinungen ausgezeichneten Theile des allgemeinen Diluvialplateau — die ich der Kürze wegen als das Hohe Plateau von dem sockelartigen Niederen Plateau unterscheiden will — randlich gelegen, wie die Kamernschen und Rehberger Berge der Klietzer, die Stöllner Berge der Rhinower Diluvialinsel; ebenso häufig liegen sie aber auch inmitten des Plateau oder durchziehen dasselbe quer, wie namentlich auf dem Friesack.

Die geognostische Zusammensetzung des Hohen Plateau bleibt sich überall gleich. Dasselbe besteht aus Unterem Sande, bedeckt von einer dichten Grand- und Steinlage, welche auf einzelnen Kuppen zu einer wahren Steinpackung wird und für Chausseebauten geeignetes und vielbenutztes Material bietet. Stellenweise wird diese obere Geschiebeschicht lehmig und geht auch wohl in typischen Geschiebemergel (Oberen) über.

Abweichend hiervon ist die Oberfläche des Niederen Plateau lehmig ausgebildet. An derselben erscheint auf dem Friesack und der Rhinowe typischer Geschiebemergel und auf diesen beiden Diluvialinseln ist die Uebereinstimmung der orographischen mit den geologischen Verhältnissen besonders augenfällig. Weniger tritt dieselbe auf den ersten Blick an dem Klietzer Plateau hervor. Auf dessen westlicher, nach der Elbe gelegenen Seite bilden Untere, mit Grand bestreute Sande die Oberfläche, Geschiebemergel fehlt gänzlich; dagegen tritt dieser fetzenartig und in kleinen Partien auf der zur Havel gekehrten Abdachung auf. Bringt man aber damit in Zusammenhang, dass der Blocklehm auf dem Rhinower Plateau nur eine mittlere Mächtigkeit von 1,5 Meter besitzt, auch in den meisten Fällen nicht mehr als Mergel, sondern als Lehm sich darstellt, und an zahlreichen Stellen den unterteufenden Sand hindurchblicken lässt, dass ferner auf dem Friesack seine Mächtigkeit und sein Zusammenhang beträchtlich zugenommen hat, so erscheinen die auf das Niedere Plateau bezüglichen geologischen Verhältnisse dieser drei Diluvialinseln ebenfalls gleichartig und dürften dahin zu interpretiren sein, dass der besprochene Geschiebemergel in der Richtung von Ost nach West an Mächtigkeit abnimmt bis zum gänzlichen Verschwinden.

Von diesem Gesichtspunkte aus wird auch eine Altersbestimmung des Geschiebemergels ermöglicht, da alle anderweitigen Kriterien für dieselbe in verschiedener Weise gedeutet werden können. Innerhalb des räumlich beschränkten Gebiets berechtigen jedenfalls die orographischen Analogien zu dem Schluss auf geologische Uebereinstimmung. Ist die Lehmplatte des Friesack als unterdiluvial erkannt, so theilt auch die der Rhinowe dieses Alter und sind die kleineren Lehmpartien des Klietzer Plateau unter-

diluvial, worüber bisher kein Zweifel geherrscht, so gilt das auch von den grösseren Lehmflächen der beiden anderen Plateaus, und ich stehe deshalb nicht an, den wesentlicheren Theil der Mergelplatte auf dem Friesack und der Rhinowe als unterdiluvial anzusprechen.

Dass neben dem Unteren Geschiebemergel, zum wenigsten auf den beiden zuletzt genannten Plateaus, auch Oberer vorhanden ist, lässt sich an mehreren Profilen erweisen, nur tritt er an räumlicher Ausdehnung entschieden gegen ersteren zurück. Schon oben wurde bemerkt, dass die Grandbedeckung des Hohen Plateau in einen Mergel übergeht, der als oberdiluvial anzusehen ist, andrerseits tritt auf dem Friesack und namentlich randlich der Obere Geschiebemergel mehrfach auf, zuweilen direct auf dem Unteren lagernd.

Im Gegensatz zu den besprochenen, auf dem linken Ufer des Hauptthals liegenden Diluvialinseln, welche einen bestimmten orographischen Typus darstellen, zeigt der gegenüberliegende Uferrand in den Plateaus des Belliner und des Ruppiner Landes einen wesentlich anderen orographischen Charakter. Es fehlen hier die aufgesetzten Höhenrücken und Kuppen, die gesammte diluviale Hochfläche erscheint einheitlich und nur durchzogen von sanften Terrainwellen. Hier geht mit dieser äusseren Beschaffenheit geologisch das vorherrschende Auftreten des Oberen Geschiebemergels parallel.

An dieser Stelle sei mir, um etwaigem Missverständniss vorzubeugen, noch die Bemerkung erlaubt, dass die im Vorhergehenden getroffene Bestimmung des Alters des Geschiebemergels von Rhinow und Friesack nicht auf die orographische Gestalt der Plateaus als solche, sondern allein auf die Uebereinstimmung in der orographischen Gestaltung nahe an einander gelegener Plateaus gegründet ist. Auf engem Raum erscheint mir ein Schluss von orographischer auf geologische Analogie auch im Gebiete des Diluvium gerechtfertigt und geboten.

Der alluvialen Ablagerungen ist in ausreichender Weise bereits im vorjährigen Berichte gedacht worden, dem in diesem Jahr nichts Bemerkenswerthes hinzuzufügen ist.

Mittheilung des Herrn A. JENTZSCH über seine Aufnahmen in Westpreussen innerhalb der Sectionen Rehhof und Mewe.

Die im vorjährigen Berichte mitgetheilte Gliederung des dortigen Unterdiluviums bewährte sich auch im diesjährigen Aufnahmegebiete. Auf dem zwischen Weichsel und Ferse gelegenen Plateau nördlich Mewe verbreitet sich die Schwarzerde von ihrer gewöhnlichsten Unterlage, dem Thonmergel, auch über den Oberdiluvialmergel, welcher die höchsten Theile des Plateaus bedeckt, und auch dort Thonmergel als schwerdurchlässigen Untergrund besitzt. An vielen Stellen ist der Oberdiluvialmergel auf ein Minimum an Mächtigkeit reducirt, oder es sind als Reste desselben lehmiger Sand mit Geschieben erhalten. An solchen Stellen zeigt also die Schwarzerde Geschiebe oder doch mindestens grobe Sandkörner, während in einer Tiefe von wenigen Decimetern sand- und geschiebefreier fetter Thonmergel erbohrt wird. So überzieht in jenem Plateau Schwarzerde wie ein Schleier alle Schichten, und fehlt nur in der Nähe der Plateauränder, wo Sand die durchlässige Unterlage des Unteren Geschiebemergels bildet. Charakteristische Verwerfungen der Diluvialschichten wurden bei Dzierondzno (Section Mewe) beobachtet, und sind, ebenso wie die Lagerung der Diluvialfauna, in der in diesem Jahrbuch enthaltenen Abhandlung des Verfassers geschildert.

Behufs Besichtigung der vorübergehenden Aufschlüsse wurden die Eisenbahn-Baustrecken Hohenstein-Berent und Zajonskowo-Löbau begangen. Letztere durchschnitt, abgesehen von kleineren Moorflächen, lediglich Diluvialmergel, der somit in jener hochgelegnen Gegend eine grosse und gleichmässige Verbreitung besitzt, ganz ähnlich wie in dem, im vorigen Bande des Jahrbuches geschilderten Terrain zwischen Konitz und Tuchel; nur auf wenige Meter Länge wurde Unterdiluvialsand aufgeschlossen. In der Gegend von Raudnitzer Forst bei Deutsch-Eylau wurde bei dieser Gelegenheit Nordsee- und Eismeerfauna aufgefunden. —

Weit complicirter ist das Profil Hohenstein-Berent, dessen sehr interessante Aufschlüsse später ausführlich mitgetheilt werden

sollen. Unter der Decke von Oberdiluvialmergel und Geschiebedecksand wechseln in bunter Folge Unterdiluvialmergel und Unterer Sand und Grand, z. Th. mit steiler Schichtenstellung. In den höheren Theilen des Profils (über 150 Meter Meereshöhe) sind unterdiluviale Sande und Grande sehr mächtig entwickelt, und führen *Yoldia*, *Cardium*, *Paludina* etc., nahezu bis Berent Auch dort werden die Sande von Geschiebemergel unterteuft. Tertiärer Grünsand mit Phosphoriten wurde bei Senslau durchschnitten, unweit des auf Section Dirschau der geologischen Karte der Provinz Preussen vom Verfasser verzeichneten gleichartigen Vorkommnisses von Klempin. Bemerkenswerth war der deutlich asymmetrische Bau des Fietzethales bei Schöneck.

Den Tiefbohrungen in Ost- und Westpreussen wurde auch im laufenden Jahre fortgesetzte Aufmerksamkeit geschenkt. Im Diluvium wurden Nordsee-Conchylien an mehreren Punkten in Riesenburg bei 26—33 Meter Tiefe erbohrt; desgl. *Paludina* in der Kaserne zu Insterburg bei 30—40 Meter.

Die in der Kreide stehenden Bohrlöcher in Königsberg und Kalgen wurden weiter vertieft (siehe die Abhandlung). Kreideformation direct unter Diluvium traf man in der Kaserne zu Insterburg bei 86—100 Meter; auch im Belauf der Oberförsterei Nemonien erbohrte man unter typischen Diluvialschichten direct »weissen Thon«, dessen einzige vorliegende Probe sehr kalkreich und allem Anschein nach Kreidemergel ist, obwohl Petrefakten nicht gefunden wurden. So fehlt im ganzen nordöstlichen Ostpreussen die Braunkohlenformation, und es liegen Kreideformation oder glaukonitische Untertertiärschichten direct unter dem Diluvium.

Als nordöstlichster Punkt der Braunkohlenformation ist nunmehr die Feste Boyen bei Lötzen anzuführen, wo unter typischem Diluvium feine kalkfreie Sande vom Charakter derjenigen der Braunkohlenformation bei 105 — 110 Meter erbohrt wurden. Braunkohlenformation wurde auch in der Corrigendenanstalt bei Konitz in dem im vorigen Bande S. 354 beschriebenen Bohrloch bei 54,4—55,0 Meter durchsunken, wie neue, reinere Bohrproben ergaben. Eine 60 Meter tiefe Bohrung in Braunsberg (Stadttheil

Neustadt) erreichte grobe, wohl schon der Bernsteinformation angehörige Quarzsande. Der Posener Septarienthon wurde durch mehrere Bohrungen in Thorn und Bromberg erreicht und theilweise durchsunken. Endlich traf eine Bohrung auf Bahnhof Graudenz unter 48,8 Meter Diluvium bei 48,8—102,5 Meter Tertiär in ähnlicher Entwickelung wie zu Hermannshöhe bei Bischofswerder, und darunter bei 102,5—125,0 Meter Tiefe Kreidemergel mit Foraminiferen.

Mittheilung des Herrn Th. Ebert über die Aufnahmen im Gebiete der Section Garnsee (Westpreussen).

Das im vorigen Jahre [1]) von mir gegebene Profil des rechten Weichselufers westlich resp. nordwestlich von Garnsee ist, nach nunmehr vollendeter Aufnahme vervollständigt, von oben nach unten Folgendes:

a) Oberer Geschiebemergel.

b) Spathsand (stellenweise mit Diluvialfauna).

c) Unterer Geschiebemergel, oder statt dessen Complex wechsellagernder Geschiebemergel- und Sand-Bänke.

d) Spathsand, sehr mächtig, oft grandig, namentlich an seiner Basis, und Diluvialfauna enthaltend.

e) Geschiebefreier Thonmergel, ganz oder wenigstens im oberen Theile als Bänderthon entwickelt, vielfach Faltungen und Knickungen, ab und zu auch Einlagerungen von sandigem Eisenstein aufweisend.

f) Geschiebemergel.

g) Spathsand.

h) Geschiebemergel, dessen directe Unterlagerung des Sandes g zunächst zweifelhaft bleibt, da die Grenzlinie durch Thal- und Dünensand verdeckt ist.

---

[1]) Dieses Jahrbuch.

Die weiter nördlich vorkommende, von JENTZSCH[1]) auf weite Strecken nachgewiesene »obere Thonmergelbank« scheint auf Section Garnsee zu fehlen, wenn nicht die Bänkchen rothen plastischen Thones, welche sich öfter in den, den oberen Geschiebemergel durchragenden Sandkuppen des Plateau's finden, als Aequivalente anzusprechen sind.

Der obere Geschiebemergel zieht sich nämlich vom Uferrand der Weichsel auf das Plateau hinauf, und bildet hier eine Decke, die öfter durch Seen, durch Moor- und Torfbildungen, oder durch Kuppen unteren Sandes unterbrochen wird.

Diese Kuppen Unteren Sandes, welche, nebenbei bemerkt, die geographisch höchsten Punkte der Section repräsentiren, sind in der Regel durch Aufpressung oder Faltung entstanden, wie eine Reihe von Aufschlüssen erweist. Die Schichten fallen stellenweise sehr steil ein, auch sind nicht selten Verwerfungen im Sand hiermit verbunden.

In Folge der Fortführung des feineren Sandes durch Wechselwirkung von Wind und Regenwasser erscheint das Dach dieser Kuppen häufig von Geröllen bestreut, andererseits die Grenze des Sandes zum Oberen Mergel überweht. Die Geröllbestreuung ist hier also nicht als Residuum des Oberen Mergels zu betrachten.

In diesen Sandkuppen tritt, wie oben erwähnt, rother geschiebefreier Thonmergel zu Tage. Südwestlich von Garnseedorf liegt derselbe direct unter dem Oberen Mergel; bei Zigahnen und Aschowken liegt er anscheinend unter dem Sand; an anderen Punkten bleibt sein Verhältniss zu Oberem Mergel und Unterem Sand unentschieden.

Für seine Stellung in den Horizont der Oberen Thonmergelbank JENTZSCH's spricht ausser seiner hohen Lage die Fortsetzung dieser Bank auf der angrenzenden Section Neuenburg.

Auch möchte ich hier vorausgreifend erwähnen, dass ich im Süden der Provinz in einem Seitenthälchen des linken Weichsel-

[1]) Diluvial-Nordseefauna bei Marienwerder. Dieses Jahrbuch 1882, und dessen Bericht über Aufnahmen im Weichselthale. Dieses Jahrbuch 1884, S. LXIV.

ufers bei der Grutschnoer Mühle, westlich von Kulm, unter dem Oberen Geschiebemergel direct rothen Thonmergel (Bänderthon) beobachtete. Unter diesem folgte Spathsand mit einer Geröll- und Kiesschicht, dann unterer Geschiebemergel, dann wieder Spathsand in bedeutender Mächtigkeit. Das Liegende des letzteren ist, nach gütiger Mittheilung des Herrn PAULI in Grutschno, Thonmergel. Am Fusse des südlichen Thalabhanges bei der Grutschnoer Mühle dicht am Bach tritt Braunkohlenformation zu Tage, auf die schon BERENDT [1]) aufmerksam gemacht hat, und zwar ein schönes, bauwürdiges Kohlenflötz, dessen Hangendes ein plastischer, zäher, blauer Thon ist. Auch das Liegende der Kohle ist Thon, wie Herr PAULI mir mittheilte und sind in sämmtlichen Schichten Gypskrystalle gefunden worden. Leider waren die Ablagerungen zwischen dem oben erwähnten Diluvium und der Braunkohlenformation nicht zugänglich.

Der Untere Thonmergel e zieht sich am ganzen Weichselabhang, soweit er zu Section Garnsee gehört, hin und ist auch von JENTZSCH (a. a. O.) auf Blatt Marienwerder, Mewe und Rehhof nachgewiesen. In fast durchgängig gleicher Höhe tritt er am linken Steilufer der Weichsel zwischen Neuenburg und Fiedlitz zu Tage. Wir haben es hier also mit einer auf grössere Erstreckung zusammenhängenden, durchweg (wenigstens in seinen oberen Partieen) als Bänderthon entwickelten Schicht zu thun, deren Mächtigkeit wechselt, durchschnittlich aber 3 bis 4 Meter beträgt. Es scheint demnach diese Thonbank in einem, vielleicht beim Abschmelzen der Eisdecke, deren Grundmoräne der den Thonmergel unterlagernde Geschiebemergel vorstellt, entstandenen See, oder auch in einem Meeresarm zum Absatz gelangt zu sein.

Für letztere Ansicht sprechen noch andere Erscheinungen, welche bei der Kartirung des Blattes Neuenburg beobachtet wurden. Dieselben sollen jedoch erst in einer demnächstigen Arbeit erörtert werden, wo dann auch die Faltungen des Thon-

---

[1]) BERENDT, Lagerung und Verbreitung des Tertiär-Gebirges im Bereich der Provinz Preussen. Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft, VIII. Jahrgang, S. 9.

mergels, welche auf Blatt Neuenburg in weit bedeutenderem Maasse auftreten, einer eingehenden Besprechung unterzogen werden sollen.

Diluvialfauna fand sich auf Section Garnsee in den Schichten b, c und d; und zwar:

in b) *Cardium edule* L., *Cyprina islandica* L. und *Venus* sp. (*virginea* L.?)

in c) nur ein Exemplar der *Yoldia arctica* GRAY, nämlich in einer Geschiebemergelbank bei Bialken.

in d) *Nassa reticulata* L., *Dreissena polymorpha*, *Ostrea edulis* L., *Mytilus* sp., *Yoldia arctica* GRAY, *Cardium edule* L., *Cardium* cf. *echinatum* L., *Cyprina islandica* L., *Venus* sp., *Tellina solidula* PULT, und *Mactra subtruncata* DAC.

Im Ganzen sind es also 11 Arten und mag noch hervorgehoben werden, dass in b und d vorwiegend die grandigen Partieen das Muttergestein der Fauna sind.

Das Alluvium des Weichselthales gruppirt sich, soweit es zur Section Garnsee gehört, in folgender Weise.

Die östliche Randzone nimmt der altalluviale Thalsand ein, der sich als bald schmales, bald breites Band an das Diluvium des Abhanges anlehnt und, da er nur zum geringsten Theil bewaldet ist, vielfach in Folge des im Thale stetig herrschenden Windes sein feineres Material zur Bildung von Dünen hergeben musste, die theils vereinzelt, theils in langgestreckten Ketten ihn überragen.

Nach Westen verschwindet der Thalsand unter einer Torfdecke, die schnell an Mächtigkeit gewinnt und mit zwei Metern nicht durchsunken wird. Die Torfdecke selbst ist zunächst von einer Humusschicht überlagert, die in westlicher Richtung in Moormergel übergeht. Dieser erlangt eine Mächtigkeit von einem Meter und darüber.

Aus demselben ragt ein langer, dem Abhang parallel laufender Inselzug von Thalsand, der die Baustätten für die Ortschaften Schinkenberg, Ellerwalde und Paradies geliefert hat.

Die Zone zwischen dem Torflager und der Weichsel nehmen Schlick- und jungalluviale Sandbildungen ein, von denen jedoch

nur der Schlick noch Section Garnsee im Nordwesten berührt. Derselbe erscheint zunächst nur an Stelle des Moormergels als dünne Decke über dem Torf, nimmt aber bald an Mächtigkeit zu, so dass der Zweimeter-Bohrer sein Liegendes nicht mehr erreicht.

Mittheilung des Herrn R. Klebs über Aufnahmen der Section Gr. Peisten in Ostpreussen.

Bei der Kartirung wurde nur Alluvium und Diluvium beobachtet. Ein besonderes Interesse hat die Weiterverfolgung des bereits auf Section Heilsberg beobachteten Deckthones und der thonigen Bildungen des Unteren Diluviums.

Der Deckthon bildet eine kaum 2 Meter starke Decke über dem Oberen Mergel oder dem Unteren Sand, letzteres durchragt den Thon häufig in rundlichen Kuppen und gab durch Verschleppung bisweilen die Veranlassung zu Bildungen, welche in Lagerung und Beschaffenheit mit einem geschiebefreien Decksand übereinstimmen. Die Ablagerung des Deckthones beschränkt sich auf Section Gr. Peisten auf zwei Becken, welche beide am linken Alleufer gelegen sind, und durch die Höhen nördlich Sieslack-Kohsten und südwestlich Müggen-Neukrug von einander getrennt werden. In beiden Becken steigt der Thon über 83 Meter Meereshöhe (zwischen Curve 275 und $262^1/_2$). In den Gebieten des Deckthones treten auch vielfach unterdiluviale Thone auf, in derselben Weise, wie dieses bei Section Heilsberg beobachtet wurde. Bemerkenswerth ist für Gr. Peisten ein rother und weisser grobgeschichteter Thon, der in den oberen Theilen vorwaltend aus rothen, in den unteren vorwaltend aus weissen Schichten besteht, und der in zahlreichen Aufschlüssen blosgelegt ist.

Auf Section Heilsberg wurde die Untersuchung des Tertiärs durch einzelne tiefere Bohrungen und grössere Abräumarbeiten beendet.

Es stellte sich heraus, dass bei Heilsberg die Braunkohlenformation mit der des Samlandes und der bei Heiligenbeil in ihren Schichten übereinstimmt, und dass die beiden oberen Etagen Zaddach's bei Heilsberg zu einer verschmolzen sind,

während die untere mit der ZADDACH'schen übereinstimmt. Das Liegende der Quarzsande stimmt mit den tiefsten Ostpreussischen Tertiärschichten überein, so dass die Obere Glaukonitformation fehlt, mithin ein Uebergreifen der Braunkohlenformation über die erstere stattfindet. Die specielle Beschreibung der Aufschlüsse siehe dieses Jahrbuch.

Auf Section Heilsberg findet sich ein interessantes Vorkommen von Süsswasserfauna in Diluvium. Der Aufschluss liegt am linken Simserufer an der linken Wand eines kleinen Seitenthälchens. Die darin vorkommenden Schichten bestehen aus mehrfach wechselnden Granden und Fayencemergeln in einer Gesammtmächtigkeit von etwa 6 Meter. In beiden lagern Thierreste, unter welchen prachtvoll erhaltene Anodonten vorwalten, ausser diesen finden sich noch Unionen, Limnaeen und kleine noch nicht bestimmte Knochen.

Mittheilung des Herrn H. SCHROEDER über Aufnahme der Section Krekollen (Ostpreussen).

Tertiär tritt am westlichen Rande der Section Krekollen, z. Th. auf kleine Strecken die Oberfläche bildend, meist jedoch nur in Gruben aufgeschlossen, zu Tage. Es sind gelbe Letten, Glimmersande und schneeweisse Quarzsande, die der oberen Etage der Braunkohlenformation angehören. Ueber ihre gegenseitigen Lagerungsverhältnisse lässt sich jedoch wenig Bestimmtes sagen, da entweder die Aufschlüsse nicht tief genug sind, oder die Schichten zahlreiche Verquetschungen aufweisen.

Das Diluvium gliedert sich in dem die nordwestliche Ecke der Section durchschneidenden Allethale folgendermassen:

Rothbrauner Geschiebemergel z. Th. sehr thonig,
Rother Thonmergel . . . . . 1—2,5 Meter mächtig,
Mittelkörniger Sand . . . . . 6—8 » » mit mariner Diluvial-Fauna,
Grauer Thonmergel . . . . 1,5—2 Meter mächtig,
Dunkelgrauer Geschiebemergel 3—5 » »
Feinkörniger Sand bis Mergelsand 4 Met. nicht durchsunken.

Von den beiden Thonmergelbänken erweist sich die obere rothe als constant, während die untere nur auf dem rechten Alleufer als eine zusammenhängende Schicht nachzuweisen war. Im Speciellen gliedert sich dieses Profil noch sehr mannichfaltig, indem erstens über der oberen Thonmergelbank wenig mächtige, miteinander wechsellagernde Sand- und Mergelbänke auftreten, zweitens sich an einer Stelle in den unteren Thonmergel eine 0,25 Meter mächtige Geschiebemergelbank einschiebt und drittens indem der zweite Geschiebemergel in mehreren Aufschlüssen durch 0,5 Meter mächtigen Grand von den hangenden Schichten getrennt wird. — Im Gegensatz hierzu besteht das beide Geschiebemergel trennende, geschichtete Diluvium im Nordosten der Section nur aus mittelkörnigen Sanden, die im Liegenden in eine dem Unteren Geschiebemergel auflagernde Grandbank übergehen. Durch eine daselbst befindliche, bis 10 Meter tiefe und sehr enge Süd-Nordrinne ist dunkelgrauer Geschiebemergel mit dem ihn unterteufenden feinen Sande, die hier eine stark ausgeprägte Neigung zum Uebergang in Thonmergel haben, durch zahlreiche Abstürze aufgeschlossen; in den mannichfaltigsten Formen treten hier Faltungen, bis in's kleinste Detail gehende Verwerfungen und Zerreissungen der Schichten auf, die sich nur durch den Druck und Schub eines darüber gleitenden Gletschers, dessen Grundmoräne der graue Geschiebemergel ist, erklären lassen.

Der bei weitem grösste Theil der Oberfläche der Section wird von einem rothbraunen bis intensiv rothen Geschiebemergel, der zuweilen so thonig wird, dass man ihn nur in Aufschlüssen vom Thonmergel unterscheiden kann, eingenommen. Derselbe ist als oberdiluvial aufzufassen. — Unterdiluviale Sande treten auf: 1. als grössere Flächen im Nordosten, 2. sehr häufig als kleine Durchragungen, 3. als langgestreckte Bänder, die in der Richtung von NW. nach SO. streichen und 4. selten als Umsäumung der Höhen infolge von Thal-Erosion.

Namentlich der Südwesten der Section liefert zahlreiche Beweise dafür, dass das Oberdiluvium als verhüllende Decke nur die specielle Ausführung der schon durch das untere Diluvium gegebenen allgemeinen Gestaltung des Terrains übernommen hat,

so dass also kleinere Alluvionen nur als ausgefüllte, wenigstens schon unterdiluvial vorgebildete Becken aufzufassen sind. Auch grössere, jetzt mit Torf erfüllte Becken (ehemalige Seen) sind schon vor der zweiten Vergletscherung, als deren Grundmoräne der obere Geschiebemergel betrachtet wird, vorhanden gewesen, denn letzterer macht alle Hebungen und Senkungen der Terrainoberfläche mit und lässt, gerade in den Senken mächtiger werdend, nur auf den höheren Kuppen das Unterdiluvium zu Tage treten.

4.
Personal-Nachrichten.

Bei der Bergakademie ist der Dozent der Bauconstructionslehre Regierungs- und Baurath Professor Dr. Schwatlo verstorben.

Bei der mit der Bergakademie verbundenen chemisch-technischen Versuchsanstalt ist der Chemiker Dr. Hofferichter ausgeschieden und an seine Stelle der Chemiker Schade getreten. Bei derselben Anstalt sind die Chemiker Dr. Spraul und Dr. Broockmann eingetreten und Letzterer in demselben Jahre wieder ausgeschieden.

Bei der geologischen Landesanstalt ist der Königliche Landesgeologe Dr. Moesta verstorben.

Der Hülfsgeologe Dr. Keilhack ist zum etatsmässigen Assistenten ernannt.

Ferner sind bei den geologisch-agronomischen Aufnahmen im Flachlande die Culturtechniker Baldus und Wölfer eingetreten.

II.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.

Ueber einige Pflanzenreste aus der Rubengrube bei Neurode in Nieder-Schlesien.

Von Herrn **Ernst Weiss** in Berlin.

(Hierzu Tafel I.)

Das Steinkohlenvorkommen von Kohlendorf bei Neurode in Niederschlesien ist von besonderem Interesse sowohl bezüglich der Lagerung und Stellung, welche es als Theil des niederschlesisch-böhmischen Beckens einnimmt, als auch wegen der reichen fossilen Flora, welche sich hier vorfindet und eine Menge wohl erhaltener Arten geliefert hat. Der Leiter der Rubengrube, wo der wichtigere Bergbau stattfindet, Herr Obersteiger VÖLKEL, hat sich schon lange durch sorgfältiges und umsichtiges Sammeln der Vorkommnisse um die Kenntniss der Steinkohlenflora seiner Grube verdient gemacht und von ihm rühren auch die hier zu besprechenden Reste her, welche in den Besitz des Herrn Geh. Kriegsrath SCHUMANN in Dresden gelangten und mir von ihm gütigst zur Untersuchung und Beschreibung zur Verfügung gestellt wurden.

Die Taf. I bringt die Darstellung von nur zwei Arten dieses Fundortes, welche aber ihr eigenthümliches Interesse haben. Einerseits bin ich hierdurch in den Stand gesetzt, eine Ergänzung zu der kürzlich erschienenen Abhandlung über Steinkohlen-Calamarien II. Theil (Abhandl. zur geolog. Specialk. von Preussen und d. Thüring. St. Bd. V, Heft 2. 1884) zu liefern, da in Fig. 1 und 2 ein Calamitentypus vorliegt, welcher dort nur als in Sachsen vorkommend erwähnt werden konnte, in preussischen Steinkohlengebieten noch unbekannt war; andererseits schliesst sich auch das zweite Beispiel (Fig. 3) an eine nur aus dem Nachbarlande beschriebene Art an, so dass hier wieder zwei für die Ver-

gleichung mit den benachbarten sächsischen Ablagerungen brauchbare Formen vorliegen.

Ueber das Vorkommen der Reste und die Lagerung der sie bergenden Schicht ist das Folgende zu bemerken.

Wie aus der jüngsten Darstellung von Schütze (obige Abhandl. Bd. III, Heft 4. 1882 S. 207 ff), sowie aus älteren, auch kartographischen Mittheilungen hervorgeht, bildet das ziemlich beschränkte Neuroder Kohlenvorkommen eine von dem Nordflügel der niederschlesischen Mulde etwas abgesonderte Hervorsattelung von Schichten der dritten Stufe nach Schütze, welche der Saarbrücker Stufe gleichsteht, rings umgeben von Rothliegendem. Es mag auffallen, wenn man die bisherigen Kartendarstellungen ansieht, dass wir hier kein Profil mit regelmässiger Aufeinanderfolge der nächst jüngeren Abtheilungen dieses Gebirges finden, denn es fehlt die Kenntniss von Schichten der vierten und fünften Stufe (welche zusammen diejenige der Ottweiler Schichten ausmachen, s. die Schütze'sche Abhandlung und Uebersichtskarte) vollständig und auch die Glieder des Rothliegenden sind auf der Beyrich'schen Karte vom niederschlesischen Gebirge nur auf der Südwestseite der Neuroder Kohlenschichten in regelmässiger Folge angegeben. Es wird daher nicht ohne Werth sein, die bisherigen Angaben über die Schichtenfolge durch das Profil des Eisenbahn-Förderschachtes der Rubengrube zu vervollständigen, worin man die nächsten hangenden Schichten der kohlenreichen Neuroder Ablagerung vor sich hat. Dieser Bahnschacht ist hoch über der Thalsohle angesetzt und bis auf das erste hangendste Steinkohlenflötz, das sogenannte Josephflötz, 106 Meter tief abgeteuft. Nach Angabe des Herrn Völkel folgen sich nun darin von oben nach unten:

1—3 Meter grauer Sandstein

1—2 » rothe Letten

3 » schwarzgrauer, glimmeriger sandiger Schieferthon, worin gute Exemplare von *Odontopteris obtusa* und *Walchia piniformis*, einige nicht völlig bestimmbare Farne, z. Th. *Pecopteris pteroides* ähnlich, wohl auch *Pec. arborescens* sich fanden (in der Landessammlung aufbewahrt);

dann bis 106 Meter Teufe fester Sandstein mit Conglomerat, bei 62 Meter Tiefe *Araucarites Rhodeanus*.

Die nun folgenden eine Reihe von Kohlen-Flötzen enthaltenden Schichten sind schon von SCHÜTZE (a. a. O.) im Detail angegeben und es theilen sich dieselben durch ein 300 Meter starkes Sandsteinmittel in 2 Gruppen, die obere mit 4 Flötzen, nämlich das Joseph-, das Rubenflötz (je 1,05 Meter) und 2 schwächere darunter, die untere mit 6 Flötzen. In der jetzigen Tiefbauanlage trifft der obige Bahnschacht auf das

Josephflötz (1,10—1,20 Meter Kohle), dann 27 Meter Sandstein,
Rubenflötz (0,50 Meter) Kohle, dann 3 Meter Schieferthon und Brandschiefer mit thierischen Resten,
s. g. 4. Flötz (0,10 Meter) Kohle, dann 5 Meter Schieferthon und Brandschiefer mit thierischen Resten,
» 5. » (0,30 Meter) Kohle, dann 35 Meter Sandstein,
» 6. » (0,80 Meter) » » 5 » Schieferthon mit vielen Pflanzenresten,
» 7. » (1 Meter) Kohle,

Aus dem Hangenden des 7. Flötzes stammen weitaus die meisten der auf der Rubengrube vorkommenden Pflanzenversteinerungen, so auch die beiden hier zu beschreibenden Arten.

Aus dem vorstehenden Profile geht die in gleichmässiger Lagerung stattfindende Reihefolge der aufgeführten Schichten hervor. Da nun die Flora des 7. Flötzes durchaus derjenigen der Saarbrücker Stufe entspricht und nur wenige Eigenthümlichkeiten enthält, wohin etwa auch das Zurücktreten der *Sigillarien* bei noch sehr häufigem Vorkommen von *Lepidodendron* gehört, was aber auch anderwärts, z. B. in einem bedeutenden Theile des erzgebirgischen Beckens in Sachsen nach STERZEL der Fall ist, so würde für die hangenden Schichten die Annahme der Ottweiler Stufe möglich erscheinen. Indessen müsste dieselbe dann hier bei Neurode einen merklich anderen Charakter tragen

1*

als in den Theilen des niederschlesischen Gebirges, wo sie bekannt und typisch ist, nämlich am Südwestflügel der Mulde. Es bliebe dann die Frage noch offen, ob etwa das mächtige, die Neuroder Kohlenflötze bedeckende Sandsteinmittel mit *Araucarites Rhodeanus* den mittleren Ottweiler Schichten entspräche, welche bei Radowenz etc. die Stufe der Schwadowitzer (4. Stufe Schütze's = untere Ottweiler Sch.) und der Radowenzer (5. Stufe Schütze's = obere Ottweiler Sch.) Schichten trennt. Nur würden dann die Schwadowitzer und Radowenzer Kohlenschichten hier bei Neurode nicht nachgewiesen sein, vielleicht fehlen und die Sandstein- und Conglomeratschichten über dem Josephflötz allein die Ottweiler Stufe repräsentiren müssen. Oder man hat in diesen ganzen Schichten über dem Josephflötz bereits Rothliegendes vor sich und dem würde auch das Vorkommen von *Odontopteris obtusa* und *Walchia piniformis*, das oben erwähnt wurde, gut entsprechen, obgleich diese Reste auch schon in oberen Ottweiler Schichten nicht überall durchaus fehlen.

Nur das Eine sei hier noch betont, dass man bei der Deutung der Stufenfolge der Schichten nicht etwa in umgekehrter Ordnung verfahren kann, indem man davon ausginge, dass die obige Schieferthonschicht mit *Odontopteris* und *Walchia* Unter-Rothliegendes sei, dass folglich die darunter folgenden Kohlenschichten zunächst der Ottweiler Stufe angehörten. Die Flora des 7. Flötzes zum mindesten widerspricht dieser Schlussfolgerung, diejenige der anderen Flötze ist freilich weit unvollständiger bekannt.

Diesen Auseinandersetzungen lasse ich nun die Beschreibung der angekündigten Reste folgen.

Calamites (Eucalamites) equisetinus n. sp.

Taf. I, Fig. 1. 2.

Alle Gliederungen mit einer Reihe fortlaufender dicht gedrängter Astnarben versehen, diese zahlreich, klein bis mässig gross, kreisrund, subquadratisch oder abgerundet dreiseitig. Glieder breiter als hoch.

Die beiden abgebildeten Reste sind die einzigen, welche sich bei Neurode gefunden haben und bilden eine Art, welche in man-

cher Beziehung von Interesse ist. In meinen »Steinkohlen-Calamarien II« (Abhandl. zur geolog. Specialk. v. Preussen u. d. Thüring. St. Band V, Heft 2. 1884) habe ich (S. 86 u. 118) einen von ETTINGSHAUSEN (Beitr. z. Flora d. Vorw., in: Naturwiss. Abh. von HAIDINGER IV. Band. 1851. Taf. VIII, Fig. 1 u. S. 68) unter dem Namen *Calamites verticillatus* L. et H. abgebildeten und beschriebenen Calamiten citirt, der von Zaukerode bei Dresden stammte und wohl hierher gehört. Er ist zwar in seinen Theilen grösser und dazu gerippt, doch kann das Erstere auf Altersverschiedenheit, das Letztere auf Erhaltungszustand bezogen werden. Ich habe a. a. O. darauf hingedeutet, dass das ETTINGSHAUSEN'sche Stück nicht der LINDLEY'schen Species angehören könne; jetzt kann ich mit den 2 hier vorliegenden Stücken, welche mit jenem eine zusammenhängende Reihe bilden, für die Selbständigkeit dieser Art weitere Beweise bringen.

Die Reste gehören zu der Gruppe der Eucalamiten, welche durch ihre Verzweigung (an den benachbarten Gliederungen) am meisten equisetumähnlich sich verhalten. Dies steigert sich bei der hier vorliegenden Art noch durch die grosse Zahl der Astnarben an jedem Knoten, obschon es nicht wahrscheinlich ist, dass deren so viele als Längsrippen und Furchen vorhanden sind. Denn die Spuren von Rippen, welche Fig. 1 zeigt, lassen ein Zusammenneigen mehrerer gegen eine Astnarbe erkennen und ganz entschieden ist in dem von ETTINGSHAUSEN abgebildeten Stücke die Zahl der Rippen grösser als die der Narben. Gleichwohl ist diese Form die am meisten der Equisetum-Verzweigung entsprechende unter allen bisher bekannt gewordenen, weshalb ich den Namen *equisetinus* dafür vorschlage.

Die Oberfläche unserer beiden Stücke ist glatt, wie bei vielen Calamiten, nur sehr fein längsstreifig, was von der Structur der Oberhaut herrührt. Die Kohlenrinde ist wohl nur dünn gewesen, da bei Fig. 1 sich schon die Spuren der Rippen unter ihr zeigen. Die Quergliederung ist nicht besonders kräftig und hauptsächlich durch die Narbenreihen gebildet. Die Astnarben stehen bei dem kleinsten, jüngsten Stück Fig. 1 am dichtesten, sie rücken bei dem älteren Fig. 2 etwas auseinander, indem sie sich auf flachen Er-

höhungen (Polstern) einstellen und sind auch bei dem noch grösseren Stücke bei Ettingshausen etwas getrennt. Von fast quadratischer Form (Fig 1 *A*) variiren sie bis zu denen in Fig. 2 *A*, die fast dreieckig erscheinen. Ein centraler Punkt markirt sich stets in ihnen und bisweilen flache radiale Eindrücke, von denen ein senkrecht nach oben verlaufender (Fig. 2 *A*) am constantesten ist.

Im Uebrigen ergiebt sich aus der folgenden Detailbeschreibung der abgebildeten 2 Stücke noch das Nachstehende.

Fig. 1, kleineres jüngeres Exemplar. Abdruck der äusseren Oberfläche eines unvollständigen Bruchstückes. Es sind 3 Gliederungen erhalten, danach ist die Länge der 2 Glieder zwischen ihnen reichlich 13 und 15 Millimeter. An diesen 3 benachbarten Knoten stehen Reihen gedrängter, sich fast berührender Narben, welche ein Band von 2 Millimeter Höhe bilden und 2,1 Millimeter Breite besitzen. Im Abdruck Fig. 1 bilden sie rundlich-quadratische Felder, jedes mit einem centralen vorspringenden Höcker. Die eigentliche Form dieser Narben, von aussen gesehen, giebt Fig. 1 *A* in zweifacher Vergrösserung nach einem Wachsabdruck des Originals wieder. Die Narben sind durch schmale Furchen getrennt, auf der einen Seite mehr gewölbt, auf der andern flacher, in der Mitte flach kegelförmig vertieft. Selten sind schwache Spuren radialer Eindrücke an ihnen.

Der rechts neben dem Calamiten liegende Körper *a* ist vielleicht ein Stück Oberhaut mit Blättern.

Fig. 2, grösseres Exemplar. Das Stück, über 11 Centimeter lang und 4,7 breit, zeigt die äussere Oberfläche, die von zufälligen Längsrissen und Runzelungen abgesehen völlig glatt, fein längsstreifig ist. 4 Gliederungen mit Narbenreihen sind vorhanden, die Glieder dazwischen haben von oben an 34, 35 und 36 Millimeter Höhe. Die Astnarben sind hier mehr rundlich-dreiseitig als rundlich-quadratisch, 2—2,6 Millimeter hoch, etwa 3 Millimeter breit, unten flacher als oben. Ein rundes centrales Närbchen bezeichnet die Insertion des Astes; von ihr geht gewöhnlich (Fig. 2 *A*) ein schmaler rinnenförmiger Eindruck nach oben bis zum obern Rande oder selbst darüber hinaus. Er ist bisweilen nur kurz, selten von andern ähnlichen Eindrücken begleitet und eine unregelmässige Erscheinung. Die Narben sind hier weiter getrennt als in Fig. 1, ihr Abstand bis über 1 Millimeter, meist jedoch kleiner, so dass 5 Narben auf 19 bis 21 Millimeter Breite kommen. Sie erheben sich auf etwas vorspringenden Polstern mit flachen Thälchen zwischen sich, zu welchen sich die schmale Trennungsfurche von Fig. 1 hier erweitert hat. Nach oben und unten fallen die Polster in eine leicht eingedrückte Furche ab, wovon die obere fast geradlinig, die untere bogig verläuft, letztere etwas steiler und schärfer abgesetzt, auch wohl wenig gerunzelt (s. Fig. 2 *A* rechts).

Vorkommen. Rubengrube bei Neurode, Hangendes vom 7. Flötze, das so viele Pflanzenreste geliefert hat; in der Sammlung des Herrn Geh. Kriegsraths Schumann in Dresden.

Stigmaria (?) oculata Gein. sp.

Taf. I, Fig. 3.

Stammoberfläche stigmarienartig. Grosse rundlich-elliptische Felder, in Längsreihen zusammenfliessend, abwechselnd erweitert und zusammengeschnürt, flach, durch seichte geschlängelte Furchen getrennt, die an den Biegungen abwechselnd breiter und schmaler sind. Die augenförmigen Felder wie grosse Narben oder Polster erscheinend, in der Mitte mit vertieften runden Narben, welche nach Art der Stigmariennarben beschaffen sind, auch im Centrum eine vorspringende höckerförmige kleine Narbe tragen. Diese stigmarienartigen Narben fein radial gestreift, in regelmässigem Quincunx.

Das Stück (Fig. 3) stellt einen Theil der Oberfläche eines Stammes dar, welcher in horizontaler Lage abgebildet wurde. Die Zeichnung der Oberfläche wird durch grosse, rundlich-elliptische, augenförmige, flache Male oder Polster *M* bezeichnet, welche in einander zu Feldern verfliessen und in der Mitte je eine kreisförmige, schüsselförmig vertiefte, stigmarienähnliche Narbe *S* tragen. Die grossen Felder oder Male *M* sind mit dünner schwarzer Kohlenhaut überzogen und heben sich dadurch von den flachen welligen Furchen *F*, die matt und schiefergrau erscheinen, schärfer ab, so dass es fast aussieht, als seien jene (*M*) getrennte perlschnurartige Streifen, welche unverbunden neben einander liegen. Indessen ist die deutliche Quincuncialstellung, in welcher die Narben *S* sich befinden, Beweis dafür, dass das Ganze wirklich nur ein Stück Stammoberfläche ist. Dieser Quincunx ist übrigens von dem einfachen $^1/_2$ sehr merklich abweichend.

Die Male *M* messen quer gegen die Längsaxe 42—44 Millimeter und haben eine Länge gleich der Entfernung der Centren von *S*, welche 54 Millimeter beträgt. Da, wo sie zusammenhängen (bei *z*), ist ihre Breite noch 16—19 Millimeter. Ihre Ränder fallen gegen *F* etwas ab, doch erreicht die Vertiefung, welche die *F* bilden, kaum 1 Millimeter. Die Oberfläche von *M* ist glatt, nur mit zufälligen Eindrücken versehen. Die Stigmarien ähnlichen Narben *S* sind vertieft, so dass der vertiefte,

von einem schrägen Wall umgebene Theil einen Durchmesser bis 7 Millimeter hat, in der Mitte mit vorspringendem Höcker; auch um den Wall der Narbe zieht sich meist noch ein schwach angedeuteter, concentrischer Kreis auf der Fläche von *M* herum. Der innere Kreis, besonders aber der ihn umgebende Wall, ist von feinen radialen Linien, die zum Theil noch weiter fortsetzen, geziert.

Von den Furchen *F* ist noch zu bemerken, dass sie abwechselnd breiter und schmaler werden, an den breitesten Stellen 5—8 Millimeter, an den schmalen 2—4 Millimeter Breite messen, an andern Stellen sind sie stärker zusammengeschoben (unten links). Einigermaassen auffallend ist, dass die in der Figur nach oben gerichteten Bogen etwas stärker vorspringen und breiter sind, als die nach unten gerichteten, wodurch ein gewisser Grad von Unsymmetrie erzeugt wird.

Das Stück ist augenscheinlich nahe verwandt, wohl identisch mit der von Geinitz (Verst. d. Steink.-Formation in Sachsen 1855 S. 37, Taf. 35, Fig. 6) aufgestellten *Aspidiaria oculata* vom Scherbenkohlflötz bei Oberhohndorf. Unser Stück, obschon weit weniger vollständig, ist doch sehr viel besser erhalten und die Abweichungen von der Geinitz'schen Figur können auf die Verschiedenartigkeit der Erhaltung bezogen werden. Danach ist es wohl keinem Zweifel unterworfen, dass die Einreihung in die übrigens unselbständige Gattung *Aspidiaria*, welche Geinitz selbst als zweifelhaft betrachtete, unzulässig ist. Wenn man die *undulata* Sternberg's als Typus für *Aspidiaria* ansieht, so ist für dieselbe die Zugehörigkeit zu *Lepidodendron* bekannt, da dieselbe nichts anderes als die Innenseite der Rinde von *Lepidodendron (Sagenaria)* darstellt, vergl. z. B. O. Feistmantel, Palaeontogr. Bd. 23, Taf. XXXIX und XL, Fig. 1 oder Weiss, aus der Flora der Steinkohlenformation (1881) Fig. 36. Auch die Einreihung des Restes in die Farngattungen *Caulopteris* oder *Megaphytum*, welche Geinitz für möglich hielt, ist auszuschliessen. Am zweckmässigsten scheint mir der Vergleich mit *Stigmaria ficoides* var. *undulata* Göpp. zu sein (z. B. bei Göppert, fossile Flora des Uebergangsgebirges. N. A. Acad. Caes. Leop.-Carol. Nat. Cur. 1852, Taf. XXXII, Fig. 2), weshalb ich die Art hierhin stelle.

Vorkommen. 7. Flötz der Rubengrube bei Neurode, Schlesien. Sammlung des Herrn Geh. Kriegsraths Schumann in Dresden.

Ueber einige neue Zweischaler des rheinischen Taunusquarzits.

Von Herrn **Emanuel Kayser** in Berlin.

(Hierzu Tafel II—IV.)

Im Laufe des Sommers 1884 hatte ich den Auftrag, zusammen mit meinem Collegen H. Grebe einen Theil des Soonwalds, Hunsrücks und Idarwalds zu begehen. Obwohl bei diesen Wanderungen unser Hauptaugenmerk auf die Beobachtung der Aufeinanderfolge und Lagerung der verschiedenen Glieder der unterdevonischen Schichtenreihe gerichtet war, so waren wir doch auch stets bedacht, überall, wo sich Versteinerungen zeigten, dieselben nach Möglichkeit zu sammeln. Namentlich interessirte uns in dieser Beziehung der faunistisch noch so ungenügend bekannte Taunusquarzit, und wir waren daher sehr erfreut, als wir in diesem meist so versteinerungsarmen Gestein an zwei Punkten eine grössere Anzahl von Versteinerungen und darunter eine Reihe bemerkenswerther neuer Formen — auffallender Weise lauter Zweischschaler — auffanden, durch welche die Fauna des rheinischen Taunusquarzits einen erfreulichen Zuwachs erhält. Der eine dieser Punkte liegt im Güldenbachthale oberhalb des Städtchens Stromberg (unweit Bingen), an der früheren Sahlershütte, jetzigen Stromberger Neuhütte. Die zweite Fundstelle befindet sich nördlich von der durch ihre Achatschleifereien bekannten Stadt Idar, im sogenannten Katzenloch, dem tiefen und engen Durchbruchsthale des

bei Idar vorbeigehenden Baches durch einen der langen Quarzitzüge, die dem Hauptrücken des Hochwaldes im Süden vorgelagert sind.

Die fraglichen neuen Versteinerungen sollen im Folgenden kurz beschrieben und abgebildet werden.

a. Arten von der Stromberger Neuhütte.

Der genauere Fundpunkt liegt auf der linken Thalseite, unmittelbar hinter dem Wohnhause und den anstossenden Lagerschuppen der Hütte. Die hier an steiler Felswand zu Tage gehenden Schichten bilden ein paar kleine, flache Sattelgewölbe und bestehen aus einem verhältnissmässig weichen, glimmerreichen Sandstein von gelblicher, graulicher oder — in Folge örtlicher Anhäufung von Eisen- und Manganoxyden — bunter Färbung. Das Gestein setzt sich aus einem Wechsel dicker und dünner Bänke zusammen, zwischen welchen zahlreiche schieferige Lagen auftreten. Manche Bänke sind ganz mit Versteinerungen erfüllt, so dass es uns bei der freundlichen Unterstützung, die wir Seitens der Besitzer der Hütte, der Herren Wandesleben, sowie des Herrn Obersteiger Wiese fanden, im Laufe weniger Stunden gelang, eine recht ansehnliche Sammlung von Versteinerungen zusammenzubringen.

Schon in meinen früheren Beiträgen zur Kenntniss des rheinischen Taunusquarzits[1]) habe ich einige von hier stammende Versteinerungen angeführt, und zwar *Spirifer primaevus, Sp. micropterus* (= *hystericus* im ersten Beitrage S. 68), *Rensselaeria strigiceps, Chonetes sarcinulata, Rhynchonella Pengelliana* und *Murchisonia taunica*. Weitaus die häufigste Art ist *Rensselaeria strigiceps*, die für sich allein ganze Schichten erfüllt. Nächst ihr sind aber auch *Chonetes sarcinulata, Orthis circularis, Spirifer primaevus* und Pterineen häufig; überhaupt aber entsinne ich mich an keiner anderen Stelle im Hunsrück oder Taunus im Taunusquarzit je einen

---

[1]) Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880, S. 260, und ebendasselbe für 1882, S. 120.

ähnlichen Versteinerungsreichthum gesehen zu haben. Leider entspricht der Massenhaftigkeit der Versteinerungen nicht auch die Mannigfaltigkeit der Arten, so dass die Gesammtzahl der bei der Stromberger Neuhütte gesammelten Arten immerhin keine sehr grosse ist, wie dies aus der folgenden Liste hervorgeht:

1. *Spirifer primaevus* Steining.
2. » *micropterus* Goldf.
3. *Rensselaeria strigiceps* F. Roem.
4. » *crassicosta* C. Koch.
5. *Meganteris Archiaci* Vern.
6. *Rhynchonella Pengelliana* Davids.
7. *Orthis circularis* Sow.
8. *Strophomena laticosta* Conr.
9. » *Sedgwicki* Arch. Vern.
10. » sp. (Dieses Jahrbuch für 1882, Taf. V, Fig. 7.)
11. *Chonetes sarcinulata* Schloth.
12. *Murchisonia taunica* Kays.
13. *Tentaculites grandis* F. Roem.
14. *Pterinea costata* Goldf.
15. » *ventricosa* Goldf., bisher noch nicht aus dem Taunusquarzit aufgeführt.
16. » *lamellosa* Goldf. [1]), in riesigen Exemplaren.
17. *Actinodesma malleiforme* Sandb.
18. *Avicula? capuliformis* C. Koch.
19. *Rhodocrinus gonatodes* Wirtg. u. Zeil.
20. *Pleurodictyum problematicum* Goldf.
21. *Favosites* sp.
22. *Homalonotus* sp.

---

[1]) Goldfuss bildet in seinen Petrefacta Germaniae (Tab. 116, Fig. 1 a, 1 b) aus dem Taunusquarzit von Abentheuer im Hunsrück einen Abdruck einer isolirten Klappe und ein Bruchstück eines Steinkernes unter dem Namen *Avicula obsoleta* ab. Ich möchte glauben, dass der Abdruck der im Taunusquarzit überall sehr verbreiteten und häufigen *Pterinea lamellosa* angehört, während das grosse, glatte Bruchstück vielleicht auf das ebenfalls nicht seltene *Actinodesma malleiforme* zu beziehen ist.

Dazu kommen nun noch die im Folgenden zu beschreibenden neuen Arten:

23. *Pterinea? crassitesta*
24. *Modiolopsis taunica*
25. *Curtonotus Grebei*

und mehrere unbestimmte Zweischaler (Taf. IV, Fig. 5 u. 6).

Es sei hier noch besonders hervorgehoben, dass der Fundpunkt der fraglichen Versteinerungen der Grenze des Taunusquarzits gegen den Hunsrückschiefer nicht fern liegt und jedenfalls der oberen Abtheilung des Quarzits angehört.

1. Modiolopsis taunica n. sp.

Taf. II, Fig. 1, 1a.

Von dieser riesigen Art liegt ein Steinkern der rechten Klappe nebst einem Theile des zugehörigen, die Aussenseite der Muschel wiedergebenden Abdruckes vor. Nach diesem letzteren ist die Ansicht Taf. II, Fig. 1 hergestellt worden. Ergänzt würde die Form eine Länge von mindestens 70 Millimetern und eine Breite von circa 130 Millimetern haben. Die Dicke der (allein vorliegenden) rechten Klappe kann höchstens 25 Millimeter betragen haben, so dass die Muschel nur mässig stark gewölbt war.

Der äussere Umriss ist lang-oval, mit ziemlich weit nach vorn gerücktem, sich nur wenig über dem schwach gebogenen Schlossrand erhebendem Wirbel. Von den letzteren läuft ein stark vortretender, kantiger Kiel schräg nach hinten, wobei derselbe, wie es scheint, allmählich an Höhe und Schärfe immer mehr abnimmt und zuletzt ganz verschwindet. Vor dem Kiele war in der Nähe des Unterrandes eine schwache, sinusartige Depression ausgebildet. Die Oberfläche der Schale war mit zahlreichen, stark vortretenden blätterigen bis runzeligen Anwachsringen bedeckt.

Im Innern der Muschel konnte ich ziemlich deutlich einen grossen, runden vorderen Muskeleindruck beobachten, aber keine Spur von Zähnen. Unsere Art scheint daher schlosslos gewesen zu sein.

Ich kenne im rheinischen Unterdevon nur eine einzige mit der beschriebenen verwandte Form. Es ist das die von Krantz

vom Menzenberge (unweit Bonn) beschriebene *Modiolopsis (Megalodon) curvata*[1]), von welcher das Originalexemplar in der Sammlung des naturhistorischen Vereins zu Bonn aufbewahrt wird. Dasselbe erweist sich der Art des Taunusquarzits noch viel ähnlicher, als es schon nach der mangelhaften KRANTZ'schen Abbildung zu vermuthen war. Der allgemeine Habitus, die Gestalt des starken, vom Wirbel diagonal nach hinten verlaufenden Kieles, sowie die äussere Sculptur sind bei den beiden Muscheln sehr ähnlich[2]). Die Unterschiede der Menzenberger Art von der unserigen scheinen in der schwächeren Querausdehnung der Schale, ihrem höheren und stärker gebogenen Wirbel und der stärkeren Ausbildung der vor dem Diagonalkiele liegenden sinusartigen Depression zu bestehen.

2. Pterinea? crassitesta n. sp.

Taf. III, Fig. 3; Taf. IV, Fig. 1—3.

Zu den auffälligsten Formen der in Rede stehenden Fauna gehören gewisse nicht selten vorkommende, grosse, dicke, tief in das Gestein hineinragende Steinkerne von stumpf-kegelförmiger Gestalt. Als ich den ersten derartigen Körper fand, glaubte ich einen grossen Capuliden vor mir zu haben; bald gelang es mir indess an anderen Stücken einen kurzen, flügelförmigen Fortsatz wahrzunehmen, der mich erkennen liess, dass ich es mit einer Aviculacee zu thun habe.

Die fragliche Form liegt mir in 9 Exemplaren vor. Leider sind dieselben alle nur mehr oder weniger verdrückte Steinkerne, während es uns bei der bröckligen Beschaffenheit des Gesteines trotz aller Mühe nicht gelang, uns auch die zugehörigen Abdrücke zu verschaffen. Ich bin daher zu meinem Bedauern nicht im Stande eine vollständige Beschreibung der Versteinerung zu geben. Von der Schale kann ich nur sagen, dass dieselbe, wie der beträcht-

---

[1]) Verhandl. d. naturhistor. Ver. Rheinl.-Westf. XIV, 1857, S. 11, Taf. II, Fig. 4.

[2]) Das Menzenberger Stück, eine isolirte linke Klappe, ist, obwohl aus harter Grauwacke bestehend, doch keineswegs ein blosser Steinkern, sondern zeigt die Charaktere der äusseren Schale noch sehr deutlich.

liche, von mir zwischen Steinkern und Abdruck beobachtete Zwischenraum zeigt, von ansehnlicher Dicke und, von einigen concentrischen Anwachsringen abgesehen, sculpturlos war. Der Umriss der Muschel war gerundet-vierseitig, in der Wirbelgegend war dieselbe ziemlich stark, im Uebrigen schwächer gewölbt. Wirbel dick, stark vorragend, stumpf-spitzig endigend, wie es scheint nur schwach gekrümmt. Nach hinten war die Muschel in einem kurzen Flügel verlängert; auf der Vorderseite fehlt ein solcher. Reste einer gestreiften Ligamentfläche sind an einem der mir vorliegenden Exemplare (Taf. IV, Fig. 1) noch zu beobachten, während die Schlosspartie leider an keinem Stücke erhalten ist.

Eine sehr auffällige Erscheinung ist die in mehreren Fällen (Taf. III, Fig. 3, Taf. IV, Fig. 3) beobachtete starke Granulation des Steinkernes, die sehr an die Granulation erinnert, die sich so häufig bei Brachiopoden-Steinkernen in der Wirbelgegend zeigt und bei diesen allgemein als von den Ovarien herrührend betrachtet wird. Die einzelnen Körnchen oder Tuberkel sind nicht alle von gleicher Stärke, aber ziemlich regelmässig über die ganze Wirbelgegend vertheilt. Zu erwähnen ist noch, dass dieselben an dem Taf. II, Fig. 3 abgebildeten Exemplare in der Nähe der Stelle, wo sich der hintere Flügel von der Mittelpartie der Muschel abtrennt, die Form kleiner, schräg stehender Leistchen annehmen. Bei Lamellibranchiaten hatte ich selbst eine derartige Granulation bis dahin noch nicht gesehen. Herr Beyrich aber theilte mir mit, dass er Aehnliches bei *Lucina* und *Chama*, sowie auch bei einigen Aviculiden beobachtet habe. Er hatte auch die Güte, mir einen ähnlich granulirten Steinkern einer unterdevonischen *Pterinea* zu zeigen, und später habe ich ganz ähnliche, aber immer nur mehr vereinzelt auftretende Tuberkel auch an Steinkernen der bekannten sogenannten *Pterinea Bilsteinensis* F. Roem. (Rhein. Uebergangsgeb., p. 77, Tab. 6, Fig. 1) beobachtet. In der Literatur habe ich nur eine paläozoische Form gefunden, von der etwas Aehnliches beschrieben wird. Es ist das die Hall'sche Gattung *Limoptera*, eine grosse, schlosslose Form von Pterineen-artigem Habitus aus dem nordamerikanischen Devon, von welcher der genannte Autor (Preli-

minary notice of the lamellibranchiate shells of the upper Helderberg, Hamilton and Chemung groups, part. 2, 1869) angiebt, dass der ganze innerhalb der Mantellinie gelegene Theil des Steinkernes bei vielen Exemplaren mit zahlreichen kleinen Tuberkeln bedeckt sei (*L. curvata* l. c. p. 15).

Die Deutung dieser Tuberkel, die nur von kleinen Grübchen auf der Innenseite der Schale herrühren können, ist nicht ganz einfach. Wahrscheinlich waren dieselben durch kalkige Körner bedingt, die sich auf der Oberfläche des Mantels ausgeschieden hatten [1]).

Was die systematische Stellung unserer Form betrifft, so kann dieselbe, so lange die Beschaffenheit des Schlosses unbekannt ist, nur mit Vorbehalt bei *Pterinea* untergebracht werden.

Hoffentlich werden vollständigere Funde bald eine definitive Classification ermöglichen.

b. Arten aus dem Katzenloch unweit Idar.

Die Versteinerungen treten hier in einem typischen feinkörnigen Qarzit auf, der im Allgemeinen von weisser Farbe, in Folge sekundärer Eisenausscheidung vielfach stark geröthet ist. Gerade solche roth gefärbte Gesteinspartieen sind oft sehr reich an Versteinerungen, während die Hauptmasse des Gesteins dieselben nur sparsam einschliesst. Uebrigens scheinen auch an dieser Stelle, ähnlich wie bei der Stromberger Neuhütte, die Schichten einem höheren Niveau des Taunusquarzits anzugehören. Leider konnten wir uns im Katzenloch kaum ein paar Stunden lang aufhalten; dennoch gelang es uns, ausser den gewöhnlichen Leitversteinerungen noch eine Anzahl bis dahin unbekannter Arten aufzufinden, weshalb die fragliche Fundstelle allen Sammlern ganz besonders empfohlen sei.

Die häufigste Art ist auch hier *Spirifer primaevus.* Ich fand denselben in zahlreichen Jugendformen, die durch ihre verhältniss-

[1]) Bronn erwähnt (Klassen und Ordnungen etc. Bd. III, 1, S. 355) dicke körnelige Lagen einer Kalkverbindung, die sich im Mantel der Lamellibranchiaten an den Endigungen der capillaren Schwellnetze bilden.

mässige Langflügligkeit leicht mit *Spirifer macropterus* verwechselt werden können; allein der ächte, für die Coblenzschichten so charakteristische *Sp. macropterus* kommt weder an der in Rede stehenden Stelle, noch bei der Stromberger Neuhütte, noch auch — soweit mir bekannt — sonst irgendwo im Taunusquarzit vor, wie ich das hier noch einmal ausdrücklich hervorhebe. *Rensselaeria strigiceps* und *crassicosta* scheinen im Katzenloch seltener zu sein als anderweitig; dagegen sind auch hier verschiedene Lamellibranchiaten, darunter besonders *Curtonotus Grebei*, sehr häufig. Im Ganzen haben wir im Katzenloch die folgenden Formen gesammelt:

1. *Spirifer primaevus* Steining.
2. » *micropterus* Goldf.
3. *Rensselaeria strigiceps* F. Roem.
4. » *crassicosta* C. Koch.
5. *Orthis circularis* Sow.
6. *Strophomena laticosta* Conr.
7. Crinoidenstielglieder
8. *Pleurodictyum problematicum* Goldf.
9. *Avicula? capuliformis* C. Koch.
10. *Pterinea lamellosa* Goldf.
11. *Curtonotus Grebei* n. sp.
12. *Modiomorpha? subrectangularis* n. sp.
13. *Goniophora trapezoidalis* n. sp.
14. » *excavata* n. sp.
15. *Mytilus* sp.

3. Curtonotus Grebei n. sp.

Taf. II, Fig. 2, 2a.

Es ist dies eine der häufigsten Arten im Quarzit des Katzenlochs, die in einem Exemplare auch bei der Stromberger Neuhütte gefunden wurde. Es liegen mir zahlreiche unvollständige, aber sich ergänzende Steinkerne und Schalenabdrücke vor, die mich in den Stand setzen ein ziemlich vollständiges Bild der fraglichen Form zu geben. Die mässig grosse, flachgewölbte Muschel war von sehr ungleichseitiger, gerundet trapezoidischer, überwiegend in die Quere ausgedehnter Gestalt; Schlossrand zuerst fast geradlinig,

dann mit starker Rundung in den Hinterrand übergehend. Vorderrand steil abfallend, Unterrand etwas eingebuchtet. Wirbel ganz vorn liegend, nicht über den Schlossrand erhoben. Vom Wirbel läuft eine flache, kielförmige Erhebung schräg nach hinten. Vor derselben ist in der Nähe des Unterrandes eine sehr flache, breite, sinusartige Depression angedeutet. Die Schalenoberfläche war mit zahlreichen markirten Anwachsstreifen bedeckt. Die Länge des abgebildeten Exemplares beträgt gegen 30, die Breite gegen 50 Millimeter.

Im Innern der wie es scheint ziemlich dickschaligen und zwar besonders in der Schlossgegend stark verdickten Muschel liegt in der linken Klappe ein einziger einfacher, ziemlich starker, länglicher, schräg nach hinten gerichteter Zahn und davor, unmittelbar unter dem Wirbel, eine breite, flache, dreieckige Zahngrube. In der rechten Klappe liegt ein kräftiger, kurzer, breiter, dreieckiger Vorderzahn und ein schmaler, leistenförmiger, schräg nach hinten gerichteter Hinterzahn, zwischen diesen beiden Zähnen aber eine breite, länglich dreieckige Zahngrube zur Aufnahme des Zahnes der linken Klappe. Zwei längliche Muskeleindrücke sind vorhanden, und zwar ein stärkerer vorderer, unter dem Wirbel liegender, und ein schwächerer hinterer, ungefähr in $^{3}/_{5}$ der Entfernung vom Wirbel zum Hinterrande gelegener. Mantellinie einfach.

Im äusseren Habitus, der ganz nach vorn gerückten Lage des Wirbels und vor Allem im Schlossbau stimmt unsere Muschel so gut mit den Formen überein, welche SALTER[1]) unter dem Namen *Curtonotus* aus dem englischen Oberdevon beschrieben hat, dass ich an ihrer Zusammengehörigkeit mit diesen nicht zweifeln kann. Unsere rheinische Form ist, so viel ich weiss, der erste Vertreter der genannten SALTER'schen, mit *Schizodus* verwandten Gattung, der ausserhalb Englands und des Oberdevons bekannt wird.

Zuerst dachte ich an eine Beziehung unserer Muschel zu der im amerikanischen Devon so verbreiteten und durch *Pleuro-*

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. Lond. XIX, 1863. p. 494. Vergl. auch ZITTEL, Handb. der Palaeontologie, Lamellibr. S. 55.

phorus lamellosus[1]) auch im rheinischen Devon vertretenen HALL'schen Gattung *Modiomorpha*, die im äusseren Habitus und der Schalensculptur viel Aehnlichkeit zeigt; allein der abweichende Schlossbau der amerikanischen Gattung — nur ein Zahn in der linken und eine Zahngrube in der rechten Klappe — erlaubt nicht, die rheinische Form mit ihr zu vereinigen. Näher kommt unserer Muschel im Bau des Schlosses eine andere, weniger bekannte, in den äusseren Charakteren ebenfalls recht ähnliche HALL'sche Gattung. Es ist dies das Genus *Microdon*[2]), das in jeder Klappe einen einfachen Zahn und eine Grube besitzt; indess fehlt bei *Microdon* jede Andeutung eines hinteren Zahnes in der rechten Klappe, wie er bei unserer Muschel vorhanden ist, und ausserdem liegt in der linken Klappe die Zahngrube nicht vor, sondern hinter dem Zahne.

4. Modiomorpha? subrectangularis n. sp.

Taf. II, Fig. 3, 3a.

Von dieser Art liegt nur ein Steinkern einer isolirten (rechten?) Klappe mit dem zugehörigen Abdruck vor.

Die Muschel war flach gewölbt, von ausgesprochen vierseitigem Umriss mit nur wenig gerundeten Ecken. Länge 25, Höhe 30 Millimeter. Wirbel sehr schwach entwickelt, nicht über den kurzen Schlossrand hervorragend, etwas aus der Mitte heraus nach vorn gerückt. Oberfläche der Schale mit gedrängten, regelmässigen Anwachsringen bedeckt.

Der vorliegende Steinkern erlaubt kein sicheres Urtheil über die Beschaffenheit des Schlosses; doch hat es den Anschein, als ob unter dem Wirbel eine kleine Zahngrube vorhanden gewesen sei. Deutlich sind dagegen zwei verhältnissmässig grosse, längliche Muskeleindrücke wahrzunehmen, während der Abdruck der Mantellinie nicht mit Bestimmtheit zu erkennen ist.

---

[1]) Die Zugehörigkeit dieser Art zur Gattung *Modiomorpha* ist zuerst durch BEUSHAUSEN (Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen etc., Bd. VI, Heft 1, 1884, S. 64) erkannt worden.

[2]) Preliminary notice of the lamellibranchiate shells etc., part 2, 1869, p. 30.

Die beschriebene Muschel kann angesichts des Umstandes, dass die Beschaffenheit des Schlosses nicht mit Sicherheit zu ermitteln war, nur mit Vorbehalt zur Gattung *Modiomorpha* gestellt werden, zu welcher sie nach ihren äusseren Charakteren zu gehören scheint.

5. Goniophora trapezoidalis n. sp.

Taf. II, Fig. 4.

Von dieser schönen Form liegt ein gut erhaltener Steinkern der linken Klappe, sowie ein Stück des dazu gehörigen Schalenabdrucks vor.

Die Muschel ist ziemlich stark gewölbt, von trapezförmigem, stark querverlängertem Umriss, mit einem stark vortretenden, vom Wirbel schräg nach hinten verlaufenden, sich allmählich immer schärfer erhebenden Kiele, der die Klappe in eine grössere vordere und eine kleinere hintere Hälfte theilt. Vor dem Kiele ist eine ganz schwache sinusartige Depression angedeutet. Wirbel stark nach vorn gerückt, Vorderseite lappig vorspringend, Hinterseite flach gerundet, in scharfem Winkel mit der Unterseite zusammenstossend. Schalenoberfläche mit zahlreichen, dem Umriss der Unter- und Hinterseite folgenden Anwachsstreifen bedeckt, die auch auf dem Steinkern deutlich zu erkennen sind.

Länge 53, Höhe ca. 20, Dicke der einzigen vorliegenden Klappe mindestens 10 Millimeter.

Die beschriebene Art ist eine recht typische Repräsentantin der Gattung *Goniophora* und erinnert an mehrere von Hall und Billings aus dem nordamerikanischen Devon beschriebene Arten. Von europäischen Arten kommt ihr Barrande's *Goniophora secans*[1]) aus der böhmischen Etage F nahe, die indess, wie es scheint, einen noch schärferen Kiel besitzt. Unter den Formen des rheinischen Unterdevons könnte *Goniophora* (*Sanguinolaria*) *curvato-lineata* Krantz vom Menzenberge unweit Bonn[2]) mit unserer Art verglichen werden; doch ist die Krantz'sche Species grösser,

[1]) Syst. Silur. Bohême vol. VI, Acéphales, 1881, pl. 255.

[2]) Verhandl. d. naturhistor. Ver. Rheinl.-Westf. XIV, 1857, S. 162, Taf. 11, Fig. 2.

weniger stark in die Quere verlängert und, wie es scheint, weniger scharf gekielt als *Goniophora trapezoidalis*.

6. Goniophora excavata n. sp.

Taf. III, Fig. 1, 2.

Von dieser merkwürdigen Form liegt ein grösserer, an der Vorderseite etwas beschädigter Steinkern der rechten Klappe und ein kleinerer, vollständiger Steinkern der linken Klappe vor.

Die Muschel ist stark gewölbt und von querovalem, gerundet-vierseitigem Umriss. Wirbel beträchtlich über den Schlossrand hervorragend, stark eingerollt und zugleich etwas nach vorn gewendet. Schlossrand nahezu geradlinig, Unterrand stark eingebuchtet, Vorderrand von gerundet-lappiger Gestalt, Hinterrand ebenfalls stark gerundet und winkelig mit dem Unterrand zusammenstossend. Der für die Gattung charakteristische Kiel ist in ausgezeichneter Weise entwickelt und stellt eine hohe dünne, scharfe, bogenförmig verlaufende Erhebung dar. Vor dem Kiel liegt eine breite, starke, hohlkehlenförmige Aushöhlung der Schale. Der hinter dem Kiele liegende Theil der letzteren bildet eine starkgewölbte, steil abfallende Fläche. Der grössere Steinkern hat 18 Millimeter Länge, 28 Millimeter Breite und circa 12 Millimeter Höhe. Für den kleinern Kern sind diese Zahlen: 10, 16 und 6.

Der dünne, scharfe, blattförmig erhobene Diagonalkiel im Verein mit der davorliegenden tiefen Aushöhlung geben unserer Art ein sehr eigenartiges Aussehen und entfernen sie von allen übrigen mir bekannten Formen der Gattung.

Die beiden vorstehend beschriebenen *Goniophora*-Arten sind die beiden ersten, die aus dem rheinischen Unterdevon als solche aufgeführt worden sind. Dennoch ist die Gattung im rheinischen Unterdevon keineswegs selten. So hat Krantz schon in den fünfziger Jahren vom Menzenberge bei Bonn eine *Sanguinolaria curvato-lineata* und *lata* beschrieben[1]), welche wohl unzweifelhaft

[1]) Verhandl. d. naturhistor. Ver. Rheinl.-Westfal. XIV, 1857, S. 162, 163, Taf. 11, Fig. 2, 3.

zu *Goniophora* gehören. Beide Formen scheinen nicht wesentlich von einander verschieden zu sein — *G. lata* dürfte wohl nur ein durch Druck verunstaltetes Exemplar sein —, so dass es erlaubt erscheint, beide unter dem Namen *G. lata* zu einer Art zu vereinigen. Ich kann hinzufügen, dass dieselbe Art sich auch in den Unteren Coblenzschichten von Zenscheid (unweit Meerfeld) in der Eifel wiederfindet. — Von derselben Eifeler Localität liegt mir noch eine zweite, kleinere Art von kurz-trapezförmigem, im Unterschied von den meisten *Goniophora*-Arten nur wenig in die Quere ausgedehntem Umriss vor. Der Diagonalkiel ist gerundet-leistenförmig, die gedrängten Anwachsstreifen von etwas welligem Verlauf. Man könnte diese Art *G. Eifeliensis* nennen. Eine dritte, aus den Coblenzschichten von Ems und Burgschwalbach (unweit Diez) stammende Art ist im Gegensatz zu der vorigen durch schmale, sehr lang in die Breite ausgedehnte Gestalt und einen fast genau in der Diagonale der Muschel liegenden, hohen, scharfen Kiel ausgezeichnet. Ich bezeichne sie als *G. Nassoviensis*. Endlich muss zu der in Rede stehenden Gattung höchst wahrscheinlich auch *Megalodon bipartitus* F. Roem.[1]) von Unkel gezogen werden. Keferstein hat zwar diese Form zu seiner Gattung *Mecynodon* gezogen[2]), zu welcher er unter andern auch Goldfuss' *Megalodon carinatus* von Paffrath rechnet; allein ein im Besitze der geologischen Landesanstalt befindliches kleines Exemplar mit noch zusammenhängenden Klappen, welches die Charaktere der äusseren Schale deutlich erkennen lässt, stimmt in der ganzen Gestalt, der Beschaffenheit des Diagonalkieles und der Form der Anwachsstreifen vollkommen mit *Goniophora* überein, und auch was Roemer über den Schlossbau der Art mittheilt — nach ihm hätte dieselbe in der linken Klappe einen Mittelzahn, in der rechten eine entsprechende Grube, während Seitenzähne nicht vorhanden sein sollen — entspricht ganz demjenigen, was wir nach J. Hall über die inneren Charaktere von *Goniophora* wissen[3]),

---

[1]) Rhein. Uebergangsgeb. S. 78, Taf. 2, Fig. 2. Lethaea palaeozoica, Atlas, Taf. 24, Fig. 5.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. IX, S. 160.

[3]) Vergl. die Abbildung und zugehörige Erläuterung von *Gon. hamiltonensis* in: Twenty third annual report of the regents etc. 1873. Tab. 14, Fig. 18.

während nach Keferstein bei *Mecynodon* in jeder Klappe noch ein langer, starker, hinterer Seitenzahn vorhanden ist. So scheint es denn, dass auch die fragliche Roemer'sche Art zu *Goniophora* zu stellen ist. Nichtsdestoweniger ist die grosse Aehnlichkeit, welche Formen wie *Mecynodon carinatus* in der ganzen Gestalt und dem Diagonalkiel mit den Goniophoren zeigen, nicht zu verkennen, und es wäre daher wohl möglich, dass die bisher mit Sicherheit nicht älter als mitteldevonisch bekannte Gattung *Mecynodon* nur eine Fortentwickelung der älteren (schon im Obersilur auftretenden) Gattung *Goniophora* darstellt.

Die Gattung *Goniophora* wäre somit — soweit bis jetzt bekannt — im rheinischen Unterdevon durch folgende Arten vertreten:

1. *Goniophora trapezoidalis* Kays. Taunusquarzit.
2. » *excavata* Kays. »
3. » *lata* Krantz. Schichten des Menzenberges.
4. » *bipartita* F. Roem. Unt. Coblenzsch. (?)
5. » *Eifeliensis* n. sp. »
6. » *Nassoviensis* n. sp. Centrum der Coblenzschichten.

Aus dem Unterdevon des Harzes (Spiriferensandstein des Kahleberges) ist vor Kurzem noch eine interessante neue *Goniophora* (*Hauchecornei*) durch Beushausen bekannt gemacht worden[1]), während von mitteldevonischen Formen *Cypricardia acuta* Sandb. (Rhein. Schicht. S. 263, Taf. 27, Fig. 12) aus dem Kalk von Villmar durch Barrande als *Goniophora* angesprochen worden ist[2]).

7. Mytilus? sp.

Taf. III, Fig. 4.

Es liegt ein einziger Abdruck einer isolirten rechten Klappe einer *Mytilus*-artigen Form vor, nach welchem der unserer Abbildung zu Grunde liegende Kautschukausguss hergestellt wurde.

---

[1]) Abh. z. geol. Specialkarte von Preussen etc. Bd. VI, Heft I, 1884, S. 113, Taf. 3, Fig. 1.

[2]) Syst. Silur. Bohême, vol. VI. Acéphales, 1881, p. 84.

Die Muschel war von gerundet-dreiseitigem Umriss, mit spitzem, etwas nach vorn gebogenem Wirbel. Sie war in der Wirbelgegend sehr stark, im unteren Theile schwächer gewölbt. Vorderrand etwas eingebuchtet, Hinterrand flachbogig. Zur weiteren Charakteristik reicht das vorliegende Exemplar nicht aus.

Mytilus antiquus Goldf. (Petref. Germ. Tab. 130, Fig. 5) aus dem Unterdevon von Ems unterscheidet sich von der beschriebenen Form beträchtlich durch oval-vierseitigen Umriss und stumpfen Wirbel.

In meinem letzten Beitrage zur Kenntniss des rheinischen Taunus-Quarzits (dies. Jahrb. f. 1882, S. 120) ergab sich als Zahl für die bis dahin aus dem fraglichen Niveau bekannten Arten 34; durch die im Vorigen beschriebenen neuen Arten und die oben ebenfalls zum ersten Male aus dem Taunusquarzit angeführte *Pterinea ventricosa* Goldf. erhebt sich jene Zahl jetzt auf 42.

Berichtigung zum Aufsatze „Beitrag zur Kenntniss der Fauna des Taunusquarzits“, dies. Jahrb. f. 1880, S. 260.

Am genannten Orte, S. 262, sind (unter No. 11 und 12) *Grammysia hamiltonensis* und *Prosocoelus (Grammysia) pes-anseris* auch von Kaltenholzhausen (unweit Limburg a. d. Lahn), bezw. von Welschneudorf (zwischen Ems und Montabaur) angeführt und dabei angenommen oder doch vermuthet worden, dass die mächtigen, an den genannten Orten auftretenden, die fraglichen Versteinerungen einschliessenden Quarzitzüge das Alter des Taunusquarzits hätten. Diese Annahme hat sich jedoch im Laufe der letzten Jahre als irrthümlich erwiesen: die Quarzite von Kaltenholzhausen und Welschneudorf gehören nicht dem Taunusquarzit, sondern vielmehr den Coblenzschichten an.

Bemerkungen über die Untersilurschichten des Thüringer Waldes und ihre Abgrenzung vom Cambrium.

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

Bei Gelegenheit der Beschreibung einiger organischer Reste aus dem Untersilur des Thüringer Waldes haben wir an dieser Stelle bereits Anlass genommen, einige Worte über die Beschaffenheit der Schichten, welche diese palaeozoische Abtheilung bilden, zu sagen.

Im Folgenden wollen wir die Schichtengruppe des Untersilurs, abgesehen von den darin enthaltenen Versteinerungen, hauptsächlich in stratigraphischer Richtung betrachten. Wir haben dabei dasselbe Gebiet im Auge, wie damals, nämlich die Sectionen Steinheid, Spechtsbrunn und Gräfenthal der geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten; eine Gegend, welche dem südöstlichen Thüringerwald angehört, zugleich aber auch dem westlichsten Theil jener palaeozoischen Schieferentwicklung, welche sich weiterhin ostwärts in's Vogtland und bis nach Sachsen und südostwärts in's Fichtelgebirge erstreckt. Diese östlicheren, von anderer Seite genau untersuchten und beschriebenen Gegenden können hier nur beiläufig berührt werden. — Wenn auch die folgenden Bemerkungen über unser Untersilur manches bereits Bekannte aus den Schriften der früheren Beobachter, besonders Gümbel's und Richter's enthalten, so hielten wir es immerhin für angezeigt die eigenen, bei Gelegenheit länger fortgesetzter Specialaufnahmen gesammelten neueren und ergänzenden Beobachtungen

über die Gesteinsfolge im Allgemeinen und an gewissen Oertlichkeiten im Besonderen übersichtlich an dieser Stelle vorzuführen, und so zugleich die auf den genannten Kartensectionen ausgeführte geognostische Verzeichnung zu begründen.

Auch abgesehen von den organischen Resten, welche sie einschliesst, macht sich im Thüringer Wald diejenige Schichtengruppe, welche als Untersilur bezeichnet wird, als zusammengehöriges, selbständiges Gebirgsglied geltend. Grenzt sie sich einerseits nach oben gegen die Kiesel- und Graptolithenschiefer (Mittelsilur der geologischen Specialkarte) sehr gut ab, so ist allerdings ihre untere Grenze, zum Cambrium, weit weniger scharf, ja manchmal ganz verschwimmend; aber dieser Umstand wird keinen aufnehmenden Geologen, der die Schichtenfolge über grössere Strecken dieses Gebirges gesehen hat, bestimmen, die dunklen, weichen Thonschiefer, welche vorwaltend das Untersilur zusammensetzen, mit den lichter gefärbten und härteren Schiefern (Phycodenschiefern), die abwärts in überaus mächtiger Entwicklung sich anreihen, in Eins zusammenzuziehen. Man würde beide Gruppen unter allen Umständen getrennt darzustellen suchen, selbst wenn man aus palaeontologischen Gründen das Silur weiter nach unten greifen und, wie es wohl früher geschehen ist, die Phycodenschiefer noch hinzuziehen wollte. Es handelt sich also unter allen Umständen um Festsetzung einer geognostischen Grenzlinie zwischen Phycodenschiefern (Cambrium) und dem aufwärts Folgenden (Untersilur), und wir treten sogleich in die Erörterung hierüber ein, um später das über die Schichtenfolge im Untersilur Selbstzusagende anzuschliessen.

Länger fortgesetzte und zum Theil wiederholte Begehungen haben uns zur Ansicht geführt, dass in den betreffenden Gebirgsstrecken eine irgendwie scharfe Grenze zwischen Cambrium und Untersilur entweder gar nicht vorhanden ist, oder nur dadurch zu Stande kommt, dass gewisse, sonst entwickelte Uebergangsschichten von unsicherem Charakter mehr oder weniger, manchmal bis zum Verschwinden fehlen.

Als beweisend für Cambrium ist bei unsern Aufnahmen, in Uebereinstimmung mit Gümbel, Liebe, Richter u. A. das Er-

scheinen von *Phycodes circinnatum* Richter, oder auch nur des überaus charakteristischen, gar nicht zu verwechselnden Phycodengesteins, jener graugrünen, oft streifigen Schiefer mit knotigwulstigen Schichtflächen, angesehen worden.

Als beweisend für Untersilur dagegen ist angesehen worden, das Erscheinen, in nicht zu geringer Entwicklung, ganz dunkler (dunkelblaugrau bis blauschwarz) Thonschiefer, welche sich in diesem Horizont in unserer Gegend meistens, jedoch nicht immer, als Griffelschiefer verhalten, sowie auch das Erscheinen jener eigenthümlichen, oolithischen Roth- und Brauneisensteine, oder gewisser, ihnen nächstverwandter und eng verbundener Schichtgesteine, die immer leicht wiederzuerkennen sind; Griffelschiefer wie Eisensteine müssen in der That, aus hier nicht zu wiederholenden palaeontologisch vergleichenden Gründen, dem Untersilur zufallen.

Wo diese oder jene Gesteine vorliegen, kann man also über Silur oder Cambrium nicht in Zweifel bleiben; nun giebt es aber, gerade in dieser Grenzregion, Schichtgesteine von zweifelhaftem Charakter, die oft zu stärkerer Folge anschwellen und so die Grenzziehung erschweren. Diese Gesteine sind:

1) Quarzit. Einerseits ist es sicher und durch deutliche Exemplare von *Phycodes* erwiesen, dass in unserer Gegend mit den obersten cambrischen, graugrünen Phycoden-Thonschiefern sehr gewöhnlich Quarzitlagen und -bänke in Wechsellagerung erscheinen, dass es also einen solchen obersten cambrischen Quarzit giebt; wir haben auf den demnächst zu veröffentlichenden einschlägigen Blättern der geologischen Specialkarte diese oberste, quarzitische, cambrische Zone besonders ausgeschieden und dabei keine grössere Schwierigkeit gefunden, als bei der Kartendarstellung mancher anderer Zonen im alten Schiefergebirge [1]). Andererseits ist es ebenso sicher, dass in vielen Strecken mit untersilurischen

[1]) Es giebt auch Stellen, wo dieser oberste cambrische Quarzit ganz, oder so gut wie ganz fehlt, so dass dann das Cambrium mit graugrünen Thonschiefern an die dunklen Untersilur-Thonschiefer grenzt; das ist z. B. W. und SW. von Meura (unweit Schwarzburg) der Fall, und zwar ist hier diese Aufeinanderfolge normal, nicht etwa durch Verwerfung bedingt. Solche Stellen sind indess in unserem Gebirge Ausnahme, gewöhnlich ist im obersten Cambrium der Quarzit entwickelt.

Schichten, nämlich mit dunklem Thonschiefer und oolithischem Eisenstein, Quarzitlagen wechseln, dass wir also auch einen silurischen Quarzit haben, der, wo er massenhaft erscheint, ebensogut wie jener cambrische auf der Karte auszudrücken ist. Ein sicheres petrographisches Unterscheidungsmerkmal für beiderlei Quarzite giebt es nach unserer, durch vielfältige, fortgesetzte Beobachtungen gewonnenen Ansicht, wenigstens für diese Gegenden nicht. Zwar kann man den Eindruck gewinnen, dass für den cambrischen Quarzit eine sehr fein- und gleichkörnige, oft fast dicht erscheinende Struktur, dabei eine im frischen Zustand grünliche Färbung und eine grössere Stärke der Bänke, für den silurischen weniger starke Bänke, dabei eine leicht hervortretende Neigung zu schiefriger Struktur mit Uebergängen in rauhen Thonschiefer, sowie die reichliche Entwicklung weisser Glimmerblättchen auf den Spaltflächen beweisend wäre; und in der That treten diese Unterschiede bei denjenigen Quarziten, die schon durch ihre tiefere, oder aber höhere stratigraphische Lage, sowie die begleitenden Gesteine, deutlich in's Cambrium oder aber Silur gewiesen sind, sehr oft hervor. Aber gerade in der fraglichen Uebergangszone machen sich die genannten petrographischen Charaktere durchaus nicht in dem Maass geltend, um darauf hin mit Sicherheit abgrenzen zu können [1]).

---

[1]) Die älteren cambrischen Quarzite, weiter westlich (Saargrund, Werragrund, Seitenthäler des Schwarzathals etc.) bieten gewisse petrographische Eigenthümlichkeiten. Der etwas jüngere Quarzit der ausgedehnten Lager in der Gegend von Steinheid unterscheidet sich bereits kaum von dem obersten cambrischen Quarzit. Dieser besitzt, wenn frisch, sehr gewöhnlich eine in's grünliche gehende Färbung, ähnlich wie die ihn einschliessenden Thonschiefer. Die erwähnten untersilurischen, glimmerigen Quarzitschiefer verlaufen geradezu in einen rauhen Thonschiefer, dessen dunkle Farbe sie in frischem Zustand auch besitzen; soweit aber noch eigentlicher (nicht schiefriger) Quarzit zwischen Untersilur-Thonschiefer liegt, wüsste ich keinen durchgreifenden Unterschied zwischen ihm und dem obersten cambrischen Quarzit aufzustellen. — Ganz eigenthümlich sieht allerdings ein an manchen Stellen zwischen Griffelschiefer und Eisenstein (Chamosit) im Untersilur vorkommender Quarzit von eckig-flaseriger Struktur aus; bei näherer Untersuchung zeigt sich aber, dass diese Struktur das Ergebniss einer Schieferung und Streckung ist, welche der Quarzit mitsammt dem einschliessenden Griffelschiefer durchgemacht hat, und dass die eigentliche Quarzitmasse zwischen den sie durchziehenden Ablösungen keinen bemerkenswerthen Unterschied von sonstigem silurischem oder oberem cambrischem Quarzit darbietet.

2) Gewisse Thonschiefer, welche weder das Ansehen der typischen graugrünen Phycodenschiefer mit knotigen und wulstigen Schichtflächen, noch das der ganz dunklen Untersilurschiefer haben, sondern bald mehr an jene, bald mehr an diese erinnern, mithin einen Uebergang darstellen. In frischem Zustande durch ihr streifiges Ansehen oft den cambrischen, durch ihre bereits dunklere Färbung oft den untersilurischen Thonschiefern ähnelnd, nicht selten bereits griffelig zerfallend, nehmen sie bei der Verwitterung einen gelblichen bis röthlichen Ton an und werden so verwitterten cambrischen Schiefern sehr ähnlich. Sie können Quarzitbänke einschliessen, welche sich von dem mit typischem Phycodenschiefer wechselnden Quarzit in nichts unterscheiden (beispielsweise am Rauhhügel oberhalb Schmiedefeld und am Beerhügel bei Hoheneiche).

Wo nun solche Schichten zweifelhaften Charakters, nämlich die unter 1) und 2) genannten Quarzite und Thonschiefer eine gewisse Mächtigkeit erlangen, da kann die Grenze von Cambrium und Silur recht unsicher werden[1]), und man wird sie ohne Fehler etwas vor- oder zurückschieben können. Die wiederholte Untersuchung von Strecken mit regelmässiger, gut aufgeschlossener Schichtenfolge, — wir wollen als Beispiel nur die Strecke am Mutzenberg und Rauhhügel bei Schmiedefeld anführen — lässt über diese in der Natur begründete Unsicherheit, diesen allmählichen Uebergang, gar keinen Zweifel. Es muss in solchen Fällen nach der Summe aller in's Auge fallenden Eigenschaften der betreffenden Schichten, nicht etwa nur nach einzelnen petrographischen Merkmalen geurtheilt werden, um nach längerem Studium dieses Horizontes die Grenzziehung möglichst gleichmässig durchzuführen[2]).

---

[1]) »Wie sich diese Untersilurreihe bestimmter von den cambrischen Phycodenschichten abgrenzt, unterliegt grossen örtlichen Schwankungen und ist oft sehr unklar.« Geognost. Beschreib. d. Fichtelgeb. von Gümbel, S. 106. — Wir können diesen Ausspruch schon für das engere Gebiet des Thüringer Waldes nur bestätigen.

[2]) Wie so gewöhnlich, vollzieht sich der Uebergang aus dem einen System in das andere auch durch Wechsellagerung. Hierher gehört es, das wir, im Gebirge aufwärts (stratigraphisch) schreitend, manchmal ganz dunkle, griffelig

An manchen Stellen bin ich, auch nach wiederholter Begehung, über die Grenze im Zweifel geblieben, besonders bei quarzitischer Entwicklung dieser Region. Derartige Fälle liegen in der Gegend von Wickersdorf, Bernsdorf und Hoheneiche (Section Gräfenthal) vor; die hier in erheblicher Masse erscheinenden quarzitischen Lager habe ich wegen Fehlen von Phycoden und häufiger Zwischenschichtung dunkler Schiefer in der Hauptsache dem Silur zugetheilt. Es leuchtet ein, dass, besonders bei unregelmässigen Lagerungsverhältnissen, je nach der Zutheilung nach oben oder nach unten, ziemlich verschieden aussehende Figuren auf der Karte entstehen können.

Da übrigens, wie bereits angeführt, die Uebergangsschichten zweifelhaften Charakters streckenweise sehr beschränkt sind oder fehlen, so kann sich auch die Abgrenzung der beiderlei Systeme zu einer sehr leichten gestalten.

Wir führen als Beispiel hierfür die Stelle bei Königsthal, unweit Gräfenthal, an, wo im Untersilur Quarz ganz fehlt, und wo die Untersilurgriffelschiefer ohne zweifelhafte Zwischenschichten unmittelbar auf einer Folge von Quarzitbänken ruhen, welche nach allen Anzeichen dem obersten Cambrium angehört (in ihrer Fortsetzung bei Pippelsdorf kommen Phycoden vor). Zu vergleichen der beigezeichnete kleine Kartenausschnitt, zu dem nur noch zu bemerken wäre, dass hier Cambrium und Silur in SO.-NW.-Richtung in einander greifen.

Fig. 1.

Pippelsdorf
Königsthal
1:25000. Höhen in preuss. Dec. Fuss.
Unters. Silur Eisenstein. Ob. Zone d. Untersil.

zerfallene Thonschieferlagen in geringer Menge bereits da eingeschaltet finden, wo im Uebrigen noch die bezeichnende graugrüne Färbung des obersten Cambriums herrscht; es ist solches an einer ganzen Anzahl von Stellen beobachtet worden.

Auch in dem südwestlichsten Theil unseres Schiefergebirges, im Bereich der Blätter Steinheid und Spechtsbrunn der Generalstabskarte, hat sich die Abgrenzung von Cambrium und Silur meist ohne Schwierigkeit ergeben[1]).

In waldigem Gebiet und bei mangelhaften Aufschlüssen kann auch wohl die Bodenbeschaffenheit zur Erkennung der Grenze dienen; die silurische Seite liefert wegen der leichteren Verwitterung der dunklen Thonschiefer einen thonigeren Boden, in welchem sich Feuchtigkeit und nasse Stellen recht lange halten können, während auf der cambrischen Seite meist ein trockener, steiniger Boden sich geltend macht.

Den Bemerkungen über die zwischen Cambrium und Untersilur im Thüringer Wald zu ziehende Grenze wollen wir nun das anschliessen, was wir über die Schichtgesteine im dortigen Untersilur selbst, ihre Aufeinanderfolge und etwaige Gruppirung oder Eintheilung zu sagen haben.

In Bestätigung der älteren Beobachtungen und Mittheilungen von Gümbel und Richter können wir auf Grund eigener Erfahrung aussprechen, dass sich meisthin zwei Unterabtheilungen oder Zonen in unserem Untersilur erkennen lassen, eine untere und eine obere, wenn auch dieselben sich keineswegs immer scharf von einander abgrenzen, und ohne dass wir dieser Eintheilung eine grössere geologische Bedeutung und Wichtigkeit beimessen wollten; genug, dass sie in der Natur angedeutet ist, und auch auf der Karte in vielen Strecken ohne grössere Schwierigkeit

---

[1]) Denn einerseits ist hier die oberste cambrische Zone mit Quarzitbänken sehr kenntlich vorhanden, andererseits fehlen Quarzite ganz oder fast ganz im Untersilur zwischen dem gleichmässig dunklen Thonschiefer; nur ein verhältnissmässig schmales Band von etwas zweifelhaften Uebergangsschiefern ist vorhanden, wo indess Einlagerungen von Eisensteinen erscheinen, welche die Abgrenzung erleichtern. — Vergl. dieses Jahrbuch 1881, S. 212, wo wir bereits Angaben über diesen Horizont in dem südwestlichsten Schiefergebirge gemacht haben.

In etwas anderer Weise kann auch das Fehlen des Quarzits im obersten Cambrium zur leichten Auffindung der Grenze beitragen, wie an der weiter oben erwähnten Stelle bei Meura.

wiedergegeben werden kann[1]). Die untere der beiden Zonen zeigt in ihrer Schichtenfolge eine geringere Beständigkeit als die obere.

Im südwestlichen Theil des in Frage kommenden Gebiets (Gegend von Steinach, Lauscha, Spechtsbrunn) ergiebt sich die Zweitheilung des Untersilurs mit besonderer Leichtigkeit. Man erkennt zunächst eine untere Zone, welche sich fast durchweg als ein sehr dunkler, griffelig sich auflösender, weicher, gleichartiger Thonschiefer, als ein wahrer Griffelschiefer verhält, und als solcher, da er das hauptsächlichste und beste Material für die Thüringer Griffelindustrie liefert, von grosser technischer Bedeutung ist. Nur ein schmaler Grenzstreifen von Uebergangsschiefern, welchen von Strecke zu Strecke oolithische Roth- und Brauneisensteine, manchmal auch einigermaassen klastisch und conglomeratisch aussehende Schiefer eingelagert sind, trennt die Griffelschiefer von den Phycodenschiefern und -quarziten des obersten Cambriums; eben solche schmale und nicht aushaltende Eisensteinzwischenlager wiederholen sich von Stelle zu Stelle auf der anderen Seite des Griffelschiefers. Daran schliesst sich die obere, mächtigere Zone des Untersilurs, insgesammt zusammengesetzt aus einem einförmigen, oft etwas rauh und glimmerig erscheinenden, durch Verwitterung licht blaugrau werdenden und gelbbraun anlaufenden, selten griffelig, meist plattig zerfallenden, technisch unbrauchbaren Thonschiefer[2]). Quarzit fehlt dem Untersilur jener Gegend ganz, oder tritt doch nur sehr untergeordnet in der unteren Zone auf. Bei der leichten Unterscheidbarkeit der beiden Zonen und besonders auch in Hinblick auf die technische Nutzbarkeit der Griffelschiefer lag es nahe, die Zonen auf der Specialkarte hervortreten zu lassen; sie sind auf den jetzt im Druck befindlichen Blättern Steinheid und

---

[1]) Wir beharren in dieser Beziehung nicht auf unserer Angabe im vorigen Bande dieses Jahrbuchs, S. 157, dass unser Untersilur zunächst nur als zusammengehöriges Ganze verzeichnet werden könnte.

[2]) Richter bezeichnet ihn (Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. Bd. 24, 1872, S. 75) als »Hauptschiefer«, da er meist die grössere Masse des Untersilurs bildet. — Die Bezeichnung »Lederschiefer« von Gümbel ist nach der Verwitterungsfarbe gebildet.

Spechtsbrunn durch eine leichte Schraffirung unterschieden worden. Es könnte dagegen mit Grund eingewendet werden, dass Strukturverhältnisse, wie das griffelige oder plattige Zerfallen der Thonschiefer, welche durch mechanische Kraftwirkungen hervorgerufen worden sind, keine Basis für stratigraphische Theilungen abgeben sollten; hierauf wäre nur zu erwidern, dass auf einen so auffälligen und ziemlich durchgreifenden Unterschied, wie er sich im Verhalten der Schiefer von beiderlei Zonen an der Erdoberfläche jetzt ausspricht, doch wohl ursprüngliche Verschiedenheiten des Materials von Einfluss gewesen sein müssen[1]), wie sie auch, abgesehen von der Struktur, im sonstigen Aussehen des Gesteins, bei näherer Betrachtung ihren Ausdruck finden.

Begeben wir uns aus dem genannten südlichsten Gebiet weiter nördlich, in die Umgegend von Gräfenthal und Saalfeld, so finden wir, dass hier jene beiden Zonen im Untersilur meisthin nicht mehr so einfach auseinanderzuhalten sind, wie dort. Der Grund davon liegt einmal in den schwierigeren Lagerungsverhältnissen, und dann in dem grösseren Wechsel in den Schichten des unteren Untersilurs. Fortgesetzte Begehungen haben mich indess in der Ansicht bestärkt, dass (wenigstens für den Bereich der Section Gräfenthal) eine Zweitheilung im Untersilur, entsprechend der oben dargelegten, auch hier sowohl in der Natur angedeutet ist, als auch auf der Karte sich wiedergeben lässt, wenn auch die Abgrenzung öfters etwas willkürlich bleiben muss; das Letztere ist indess auch in anderen Horizonten im palaeozoischen Gebirge nicht zu vermeiden.

Recht gleichbleibend und einförmig verhalten sich auch hier die Thonschiefer im höheren Untersilur; sie bilden ganz mit den oben angegebenen Eigenschaften auch hier eine mächtig entwickelte obere Zone, welche anderweitige Einlagerungen, nämlich Quarzit und Eisensteine, nicht, oder nur mehr in sehr geringem Maasse enthält[2]); die betreffenden Thonschiefer zerfallen auch hier vorwiegend plattig, daneben aber auch nicht eben selten griffelig bis

[1]) Vergl. Gümbel, Geog. Besch. d. Fichtelgeb. S. 289, über Griffelschiefer.
[2]) Wir kommen darauf weiter unten zurück.

grobstengelig, in welch' letzterem Falle sie nur durch die Lage im Gebirge und zum Theil auch durch ihr Material, also nicht immer sicher, von den dem Cambrium genäherten Griffelschiefern zu unterscheiden sind.

Ein grösserer Wechsel dagegen tritt uns im Verhalten des tieferen Untersilurs in diesem Theil des Schiefergebirges entgegen, und zwar ein Wechsel sowohl in der Folge von unten nach oben, als auch im Fortstreichen der ganzen Gruppe. Sehen wir von der Grenze zum Cambrium ab, die wir auf Grund der früheren Darlegung als festgesetzt annehmen, so haben wir es mit dunklen Thonschiefern, Quarziten (quarzitischen Schiefern) und Eisensteinlagern zu thun. Die dunklen Thonschiefer nun verhalten sich auch hier vielfach, ja sehr gewöhnlich als Griffelschiefer, und haben auch hier zu zahlreichen Griffelbrüchen Anlass gegeben, in denen man durchaus dasselbe Gestein, wie in den grossen Griffelbrüchen weiter südlich, bei Steinach, Haselbach u. s. w. wiedererkennt; viele dieser Anlagen sind indess wieder verlassen worden oder im Stadium des Versuchs stehen geblieben. Eine so gleichmässige Entwicklung von Griffelschiefer wie dort fehlt nämlich diesem nördlicheren Gebiet; einmal ist die Lagerung gestörter und dann auch wechselt hier weit mehr wie dort der dunkle Thonschiefer mit in Bänken oder in dünneren Lagen geschichtetem Quarzit, wobei jener zwar auch noch griffelig zerfallen kann, jedoch technisch nicht mehr nutzbar ist, oder aber auch seine Struktur und sonstige Beschaffenheit so weit ändert, dass er dem normalen Griffelschiefer nicht mehr gleicht. Der Quarzit (quarzitische Schiefer) kann strichweise so vorherrschend werden, dass er den dunklen Thonschiefer fast verdrängt. Ausnahmsweise und im Gegensatz zum gewöhnlichen Verhalten als Griffelschiefer tritt der dunkle Thonschiefer des unteren Untersilurs dieser Gegend auch als Dachschiefer auf, wie wir dies weiter unten an einigen Beispielen erläutern werden. — Auch das Vorkommen der oolithischen Roth- und Brauneisensteine wechselt hier mehr als in der südlicheren Gegend; wie dort, erscheinen sie hier manchmal, doch im Ganzen seltener, nahe an der Grenze zum Cambrium, häufiger jenseits der Griffelschiefer- und Quarzit-Entwicklung, also da, wo unsere

untere und obere Untersilurzone zusammengrenzen; ausserdem aber erscheinen sie auch in gewissen Gebirgsstrecken durch den ganzen Wechsel von Thonschiefer und Quarzit im unteren Untersilur vertheilt und zerstreut. So wie bei den massenhafteren, bergmännisch aufgeschlossenen Vorkommnissen dieser Eisensteine eine Gestalt von nach Streichen und Fallen begrenzten, etwa langgestreckt linsenförmigen Lagern, (die gewöhnlich ein bis einige Meter mächtig werden) anzunehmen ist[1]), so müssen wir wohl auch da, wo dieses Gestein durch Wald und Feld zwischen den lose gewordenen Thonschiefer- und Quarzitbrocken der Schieferausstriche zerstreut liegt, ein Vorkommen desselben in zahlreichen kleinen bis sehr kleinen Zwischenlagern der tauben Schiefer annehmen. Andererseits giebt es auch Strecken, wo der Eisenstein im Untersilur ganz fehlt. — Bemerkenswerth ist die enge Verbindung und Verwachsung, in welcher der oolithische Eisenstein an einigen wenigen Stellen mit Kalkstein erscheint; der letztere ist ziemlich dicht, frisch blaugrau, mit dünnen, glänzenden, schiefrigen Flasern durchwachsen, und mit brauner, eisenschüssiger Kruste verwitternd; diese Stellen liegen, nach meiner Auffassung, in dem Horizont, wo die höhere und die tiefere untersilurische Zone zusammengrenzen, und wo auch sonst so häufig Eisensteine sich einstellen; sie sind deshalb besonders hervorzuheben, weil sie das, wenn auch sehr beschränkte Vorkommen eines Untersilur-Kalksteins im Thüringer Walde beweisen[2]).

Während also Quarzit und Eisenstein in der unteren Zone unseres Untersilurs ihre Hauptentwicklung finden, sich hie und da sogar stark häufen, treten sie in der oberen Zone gegen den hier in grosser Einförmigkeit herrschenden Thonschiefer sehr stark, an Masse bis zum Verschwinden, zurück, ohne jedoch ganz zu fehlen.

---

[1]) Ebenso verhält es sich bei den Eisenerzlagern, die im böhmischen Untersilur, und zwar auch hier ganz vorwiegend im unteren Untersilur eingelagert sind. Vergl. z. B. K. Feistmantel, Sitzb. d. K. Böhm. Ges. d. Wiss. Prag, Jahrg. 1878, S. 124, in der Abhandlung: »Ueber die Lagerungsverhältnisse der Eisensteine in der Unterabtheilung D_1 des böhmischen Silurgebietes.«

[2]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1883, S. 156 ff. — Die von Gümbel erwähnten undeutlichen organischen Reste in solchem Kalk von Obergölitz habe ich leider nicht wiedergefunden.

Brocken und Knollen eines in der Regel rauhen, quarzigen, oolithartigen Eisensteins findet man, wenn auch nur vereinzelt und selten, noch durch die obere Zone hindurch; in etwas grösserer Menge, namentlich an gewissen Stellen, findet sich Quarzit ein, doch weniger in schichtiger Verwachsung mit dem Thonschiefer, als in Form von Knollen, welche aus ihrer festen Verwachsung mit dem sie einschliessenden Thonschiefer nach und nach auswittern und dann frei umherliegen. Es sind das jene Quarzitknollen, welche mitunter organische, ursprünglich kalkige, dann verkieselte Reste einschliessen, die wir im vorigen Bande dieses Jahrbuches beschrieben und daselbst, S. 152, als aus Quarzitknollen im Hauptthonschiefer herrührend, aufgezählt haben. Wir nehmen nach unseren Beobachtungen an, dass diese quarzitischen Einschlüsse, nebst vereinzelten Vorkommnissen des oolithischen Eisensteins, in der ganzen oberen Zone unseres Untersilurs, bis an die Grenze zum Mittelsilur vorkommen können. — So erscheinen, durch die Gemeinsamkeit und Wiederholung derselben Gesteinsarten, nur in anderen Verhältnissen von Masse und Vertheilung, die beiden untersilurischen Zonen doch auch wieder eng zu einem Ganzen verbunden.

An einigen, unseren Specialaufnahmen entnommenen Beispielen möge die Unterscheidung der beiden Zonen im Untersilur nun noch näher veranschaulicht werden.

Bei Meura, S. von Schwarzburg, auf Section Gräfenthal gelegen (vergl. Fig. 2 umstehend) hat man es mit einer Einfaltung von Silur in Cambrium zu thun. Von aussen nach innen erkennt man leicht: zuerst die graugrünen cambrischen Phycodenschichten, die hier keinen oder nur ganz wenig Quarzit einschliessen; auf sie folgen zuerst die tieferen Untersilurschiefer, welche theils als glänzende Dachschiefer, theils als Wechsel von Thonschiefer mit Quarzit, theils als Griffelschiefer entwickelt sind; die Dachschiefer sind besonders gut an der Südseite des »Brand« in einem Steinbruch aufgeschlossen, weiter SO. verlieren sie sich und sind auch NNO. von der Höhe des »Brand« nicht mehr gut zu erkennen, stellen sich aber ein kleines Stück jenseits des Randes der Figur

Fig. 2.

(auf S. Schwarzburg) wieder ein; die Griffelschiefer bilden etwas mehr in's Hangende, westlich und südwestlich von Meura einen sehr deutlichen Zug, der sich indess weiterhin beiderseits nicht mehr abhebt, während der Thonschiefer-Quarzit-Wechsel weiterhin anhält. Eisenstein ist hier im Untersilur nur spurenweise vorhanden. Sodann folgen einwärts, nach Meura zu, die höheren Untersilurschiefer, in welche wieder die Schichten des Mittel- und Obersilurs in ziemlich verwickelter und unregelmässiger Weise eingefaltet sind. Weiter nördlich heben sich aber wieder die unteren Untersilurschichten hervor und sind hier besonders in dem Grunde des nach Rohrbach hinabgehenden Thales an den

Wegen und Gehängen recht wohl als solche wiederzuerkennen. Der Fahrweg von Meura nach Rohrbach, der die Schichten des Untersilurs in anhaltender Folge aufgeschlossen hat, führt zunächst, nachdem man an der ebenfalls aufgeschlossenen Grenze des Mittelsilurs (Kiesel- und Graptolithenschiefer) zum Untersilur vorbei ist, durch die höheren Untersilurschiefer, auf welche dann, etwa von da an, wo der Weg auf die andere Thalseite tritt, die tieferen Untersilurschiefer folgen, nämlich Griffelschiefer mit untergeordneten quarzitischen Lagen, sodann aber auch wieder Dachschiefer [1]), die denen vom »Brand« ganz gleichen; an dem schmalen Vorsprung zwischen den beiden von W. und SW. herkommenden Seitenthälern ist ferner durch einen alten Schurfstollenversuch eine dem dunklen Griffelschiefer normal eingelagerte Bank aufgeschlossen, bestehend aus einem rauhen Brauneisenstein, wie er auch sonst in unseren tieferen Untersilurschichten eingelagert vorkommt; noch näher an Rohrbach nehmen Quarzit-Einlagerungen zu. Die Abgrenzung dieser, innerhalb der höheren Untersilurschiefer sich wieder hervorhebenden unteren Partie ist allerdings nicht genau ausführbar. Der in entgegengesetzter Richtung aus Meura nach SW. in den Thalgrund hinabführende Fahrweg giebt einen fast noch besseren Durchschnitt durch das Untersilur bis in die Phycodenschiefer; der Unterschied zwischen der höheren und der tieferen Untersilurzone fällt hier besonders leicht in die Augen.

Das erwähnte dachschieferartige Verhalten zeigt in noch stärkerer Entwicklung der dunkle Thonschiefer des unteren Untersilurs bei Gräfenthal an den NW. und N. nächst der Stadt sich erhebenden Höhen Wespenstein und Kindelberg. Die Hauptmasse dieser Höhen, von der Stadt aufwärts, bildet in typischer Ausbildung der dem höheren Untersilur angehörende Thonschiefer, der »Hauptschiefer«; hinter diesem zieht in der Richtung SW.-NO. eine sich ziemlich gut abgrenzende, schmälere Zone hin, welche nur aus plattig dachschieferartigem, etwas glänzendem, sehr dunklem Thonschiefer besteht, der hier mit Ausschluss von Quarzit und

---

[1]) Sie beginnen etwas abwärts von der Einmündung des von SO. aus dem Gratelthal herkommenden Weges.

Griffelschiefer (nur geringfügige Andeutungen von Griffelstruktur kommen vor) das tiefere Untersilur bildet, und mit scharfer Grenze bis an einen schmalen, scharf herausgehobenen und nicht ganz regelmässig verlaufenden Sattel obersten cambrischen Quarzits (mit Phycoden) reicht; auf der westlichen Seite des Wespensteins (NW. von dem alten Schloss gleichen Namens im Forstort »Hain«) ist die Grenze der unteren und oberen Untersilurzone sehr gut kenntlich und überdies durch ein mehrfach aufgeschürftes Zwischenlager eines unreinen chamositartigen Brauneisensteins bezeichnet. (Gute Aufschlüsse an dem aus dem Gebersbachthal hinauf führenden Fahrweg, an welchem auch die Eisensteinschicht bankförmig und geschiefert normal zwischen Thonschiefer eingelagert zu sehen ist.)

Die Stelle bei Königsthal haben wir weiter oben schon erwähnt. (Vergl. Fig. 1.) Dort sondern sich die beiden Theile im Untersilur ebenfalls recht gut. Der untere ist Griffelschiefer; eine Anzahl Griffelbrüche sind in demselben angelegt; der obere enthält rauhen Schiefer, welcher, wenn auch noch grobstengelig zerfallend, sich von jenem weicheren Griffelschiefer unterscheidet. Quarzit fehlt, Eisenstein bis auf Spuren ebenfalls.

Auf die einfachen Verhältnisse des südlicheren Gebiets, bei Steinach u. s. w., brauchen wir nicht mehr zurückzukommen, und wollen als letztes Beispiel noch die Verhältnisse bei Schmiedefeld erwähnen. (Vergl. Fig. 3.) Hier sind Cambrium und Untersilur durch Uebergangsschichten eng verbunden, so dass sich eine Grenze nicht genau angeben lässt. Auf der Höhe des Rauhhügels giebt sich vor dem Waldsaum das unterste Silur durch einen Wechsel von Quarzit mit dunklem Griffelschiefer nebst hie und da eingelagertem Eisenstein zu erkennen; ähnlich, doch ohne Eisenstein, abwärts, nach dem SW. von da gelegenen Thalgrund; der grosse Steinbruch NNW. oberhalb Schmiedefeld liegt in den Uebergangsschichten; die dort für Strassenschotter gebrochenen Quarzitbänke sehen, zum Theil wenigstens, ganz aus wie die so oft den Phycodenschiefern eingelagerten Quarzitbänke, womit aber das Aussehen der ihnen zwischengeschichteten Thonschiefer nicht mehr stimmt. Anhaltend entwickelter Griffelschiefer folgt erst weiter ins Hangende, sowohl auf dem Rauhhügel, als SW. davon

Fig. 3.

Maaßstab 1:25000. Höhen in preuss. Dec. Fuss.

Cb Oberste cambrische Schief. — Cbα Einlag. v. Quarzit in dens. — S1α Untere Zone d. Untersilurs. — ζ Einlag. v. Quarzit in ders. — Einlag. v. Eisenst. in ders. — φ Griffelschiefer in ders. — S1β Obere Zone d. Untersilurs. — S2 Mittelsilur.

nach dem Thalgrund zu; diese beiden Griffelschieferpartieen hängen aber nicht unmittelbar zusammen. Weiter in's Hangende folgen dann die bekannten, durch bedeutenden alten Tagebau aufgeschlossenen Eisensteinlager; sie werden besonders südwestwärts, wo sie zuletzt mit dem ganzen Untersilur durch eine grosse Verwerfung abgeschnitten werden, sehr mächtig, wiederholen sich mehrfach und schwellen, den zwischengelagerten Thonschiefer eingerechnet, zu einer grossen Breite an. Eine vollständige Uebersicht der einzelnen, durch Schiefermittel getrennten Eisenstein-Lagerkörper lässt sich in den vielfach wieder verwachsenen und mit Halden zugestürzten Tagebauen nicht gewinnen; die Lager scheinen mehrere, nach NO. etwas convergirende Züge zu bilden, welche im Einzelnen wahrscheinlich wieder Theilkörper darstellen, die in mannichfaltiger Weise mit Schiefer wechseln, von solchem sozusagen durchflochten sind. Dieser Schiefer unterscheidet sich wenig von dem gewöhnlichen Untersilurthonschiefer, er nimmt

leicht durch Verwitterung eine gelbliche Färbung an. Ueber den Eisenstein bringen wir an einer anderen Stelle einiges Nähere und bemerken hier nur, dass Chamosit und Thuringit, nebst ihren Abänderungen und Uebergängen in tauben Schiefer, die Hauptmasse bilden, welche einer durchgängigen Verwitterung zu Brauneisenstein unterliegt. Hier und da bemerkt man selbst in dem Eisenstein eine unvollkommene Schieferung oder Abklüftung, welche nördlich oder nordwestlich geneigt ist, während die Schichtung, so viel davon zu sehen, in entgegengesetztem Sinne geht. Die mächtige Eisensteinentwicklung verliert sich nach NO., gegen Schmiedefeld hin, wo nur mehr zwischen den beiden Griffelschieferpartieen Eisenstein lagert; ein weiteres, ziemlich starkes Lager legt sich dann am NO.-Ende des genannten Ortes, im Hangenden des Griffelschiefers an, scheint jedoch als solches nicht weit auszuhalten, sondern sich in kleine Zwischenlager aufzulösen, da weiter nordöstlich nur zerstreut zwischen Schiefer und Quarzit Eisensteinknollen auf den Feldern zu finden sind. Im Hangenden dieses Eisensteinzuges zeigt der Untersilurschiefer in der ganzen Breite bis zum Mittelsilur, ohne Zwischenlagerung anderer Schichten, jene einförmige Beschaffenheit, welche für die obere Untersilurzone bezeichnend ist; im Orte Schmiedefeld selbst reicht dieser obere Schiefer, an dem Wege, der in westlicher Richtung von der breiten Landstrasse abzweigt, um dann sich nordwestlich zu wenden, mit recht gut kenntlicher Grenze (kurz vor der Wegetheilung) bis an den Griffelschiefer, indem hier kein Eisensteinlager dazwischen liegt.

Eine grössere Bedeutung würde die Unterscheidung der beiden Zonen im Untersilur des Thüringer Waldes erlangen, wenn wir ihr zugleich eine palaeontologische Begründung geben könnten. Für eine solche kann nun allerdings geltend gemacht werden, dass das Lager der Untersilur-Trilobiten aus Thüringen der Griffelschieferzug von Steinach-Spechtsbrunn ist, welcher mit unserer unteren Zone zusammenfällt, sowie andererseits, dass das Lager von *Echinosphärites* nebst den übrigen verkieselten Resten die Quarzitknollen sind, welche, soviel ich bis jetzt gesehen habe, sich

auf die obere Zone beschränken[1]). Wir wollen jedoch auf dieses anscheinend günstige Zusammentreffen palaeontologischer Unterschiede mit stratigraphisch unterscheidbaren Zonen auch jetzt noch kein zu grosses Gewicht legen, indem wir einerseits im Auge behalten, dass die organischen Reste keine allgemeine Verbreitung durch die Schichten besitzen und immerhin nur als seltene, glückliche Funde zu betrachten sind, und indem wir andererseits die Möglichkeit in's Auge fassen, dass durch weitere Funde jener palaeontologische Unterschied wieder verwischt werden könnte. Es möge also das bisher Gefundene einstweilen als untersilurisch vereinigt bleiben.

Ueber das Gebiet des eigentlichen Thüringer Waldes hinaus ist eine Unterscheidung zweier Zonen im Untersilur nicht durchführbar. Für das Vogtland spricht sich hierüber LIEBE ganz bestimmt in negativem Sinne aus[2]). Auch im Fichtelgebirge liegen die Dinge anders als im Thüringer Wald, worüber die Ausführungen GÜMBEL's zu vergleichen sind[3]); hier macht sich überdies, zum Unterschied vom Thüringer Wald, eine sehr merkliche Entwicklung diabasischer Eruptiv- und Tuffgesteine im Bereich der Untersilurgruppe geltend. In noch stärkerem Maasse findet dies bekanntlich im böhmischen Untersilur statt, wo die bedeu-

---

[1]) Ich möchte ihnen, auf Grund der fortgesetzten Beobachtungen, jetzt diesen enger begrenzten Horizont anweisen, während ich sie früher (dieses Jahrb. f. 1883, S. 140) nur im Allgemeinen als untersilurisch bezeichnen wollte.

Das Vorkommen dieser quarzitischen Knollen im höheren Untersilur (den »Hauptschiefern«) war bereits RICHTER bekannt; er erwähnt sie (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 24, 1872, S. 76), ohne, wie es scheint, organische Reste in ihnen gefunden zu haben. Seine Darstellung (a. a. O. S. 74—76), wonach Quarzit besonders als Hangendes der unteren Abtheilung (Griffelschiefer), sowie auch der oberen (Hauptschiefer) entwickelt wäre, kann ich für das eingangs bezeichnete Gebiet nicht bestätigen, ebensowenig die Annahme (S. 76—77) einer dritten, obersten Schieferabtheilung über den Hauptschiefern.

[2]) »Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens«, Abh. z. geol. Specialkarte v. Preussen u. d. Thüring. Staaten, Bd. V, H. 4, 1884, S. 10.

[3]) A. a. O. Kap. IX, bes. von S. 428 an; auch S. 107, wo es heisst: »Schon von Ludwigstadt aus ostwärts verwischt sich diese deutliche Schichtengliederung (nämlich des Untersilurs) gegen Steben, Hirschberg und Mödlareuth, wo nur noch das Leuchtholzgestein (Thuringitschicht) sich besonders hervorhebt.«

tenden Lager der vielfach oolithischen Eisensteine mit Diabastuffen eng verbunden auftreten.

Wir heben zum Schluss die wichtigsten Punkte nochmals hervor.

Im Thüringer Wald folgen in gleichförmiger Lagerung auf die obersten cambrischen Schichten die untersilurischen Schichten.

Die Grenze ist von Ort zu Ort verschieden; sie ist streckenweise sehr verschwommen, wenn gewisse Uebergangsschiefer von schwankendem Charakter, nebst Quarziten, sich stärker entwickeln, streckenweise schärfer, bis scharf, wenn sehr dunkle Thonschiefer (Griffelschiefer, selten Dachschiefer) in anhaltender Folge, oder aber oolithischer Eisenstein, mit seinen Abänderungen, unvermittelt auf graugrüne Phycodenschiefer und -quarzite folgen; diese sind cambrisch, jene silurisch.

Im Untersilur selbst lassen sich im Allgemeinen zwei Zonen erkennen:

Die untere enthält in wechselnder Entwicklung und Vertheilung dunkle Thonschiefer, Quarzit und Eisenstein; der dunkle Thonschiefer verhält sich vorwiegend als Griffelschiefer, welcher technisch wichtig wird, wo er rein und mächtig entwickelt ist; er verhält sich selten dachschieferartig, und zeigt auch wohl kein bestimmt ausgesprochenes Verhalten, wenn er viel mit Quarzit wechselt. Der Quarzit und quarzitische Schiefer erscheint zwischen dem Thonschiefer in ungleicher Vertheilung, er kann zu stärkeren Lagern anschwellen, andererseits fast ganz verschwinden. Der vorwiegend oolithisch ausgebildete Eisenstein erscheint, an Masse gegen Thonschiefer und Quarzit sehr zurücktretend, in Zwischenlagern von verschiedener Stärke und nur von Stelle zu Stelle, besonders in zwei Horizonten; einmal an der Basis, zunächst über dem Cambrium, und sodann an der oberen Grenze der unteren Zone (hier manchmal mit Kalkstein verwachsen), ausser diesen beiden Horizonten aber auch in kleineren Lagern zerstreut zwischen

Thonschiefer und Quarzit der ganzen unteren Zone; übrigens kann der Eisenstein ganz fehlen.

Die obere Zone ist einförmiger, als die untere; Quarzit fehlt oder tritt sehr zurück, indem er fast nur in Knollenform mit dem Thonschiefer verwachsen, selten schichtig sich findet; von Eisenstein finden sich nur mehr vereinzelte kleine, knollenförmige Massen; im Uebrigen herrscht hier ein meist plattig, daneben auch griffelig bis stengelig zerfallender Thonschiefer, der sich von dem entsprechenden Gestein der unteren Zone einigermaassen unterscheidet.

Nach den bisherigen Erfahrungen sind die in den erwähnten quarzitischen Knollen der oberen Zone gefundenen organischen Reste andere als die, welche sich in dem unteren Griffelschiefer gefunden haben.

Die Sonderung der beiden Zonen ist im Gebirge nicht allenthalben so scharf hervortretend, dass nicht ihre Abgrenzung mitunter Schwierigkeiten bieten könnte, was besonders bei unregelmässiger Lagerung erwartet werden darf.

Ueber Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz.

Von Herrn **A. von Koenen** in Göttingen.

Im Jahrbuch der Königl. geologischen Landesanstalt für das Jahr 1883 habe ich Seite 187 ff. einen Aufsatz veröffentlicht »über geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen«. Ich führte darin zunächst aus, dass die durchschnittlich von Südosten nach Nordwesten streichenden Sattel- und Mulden-Faltungen, Knickungen, Verwerfungen und Versenkungen, welche die sonst flach geneigten mesozoischen Schichten des nordwestlichen Deutschlands so vielfach durchsetzen, von Osnabrück bis Coburg und (nach einer mündlichen Mittheilung von Suess) weiter bis Linz reichen, also mindestens 900 Kilometer (durch ein Versehen oder einen Druckfehler steht dort 1500), dass diese Dislokationen jünger sind, als das marine Ober-Oligocän, und mindestens zum Theil jünger, als die über diesem folgenden Braunkohlenbildungen der Rhön, des Vogelsberges, der Casseler Gegend, dass sie in Verbindung stehen mit dem Empordringen des Basaltes und älter sind als die jetzigen Flussthäler resp. die fluviatilen Pliocän-Schichten mit *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni* bei Fulda etc., dass sie aber auch älter sind, als eine Reihe paralleler Nord-Süd-Spalten westlich vom Harz und die senkrecht gegen diese vom Harz auslaufenden »Radialspalten«, und dass namentlich die hiermit in Verbindung stehenden Versenkungen auf der Westseite des Harzes zum Theil erst in postglacialer Zeit erfolgt sind.

Hierzu habe ich jetzt Allerlei hinzuzufügen, zum Theil, weil ich gefunden habe, dass ich bei dem Bestreben, mich möglichst kurz zu fassen, zum Theil zu kurz war, um einzelnen Einwänden zu begegnen; ferner habe ich seitdem selbst noch Beobachtungen gemacht, welche das dort Gesagte bestätigen oder auch vervollständigen, und endlich ist in demselben Bande des Jahrbuches S. 57 ff. eine Arbeit von Moesta »über das Liasvorkommen von Eichenberg in Hessen in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes« erschienen, welche das von mir untersuchte Gebiet berührt und einzelner Berichtigungen bedarf, es mir aber auch ermöglicht, noch weitere Gesichtspunkte zu gewinnen, zumal nachdem mir im vorigen Herbst Probeabzüge der geologischen Specialkarte der von der Königl. geologischen Landesanstalt noch nicht ausgegebenen Blätter Witzenhausen, Ermschwerd, Grossalmerode und Allendorf zugänglich gemacht worden waren.

Für den westlichen Harzrand hatte ich hervorgehoben, dass die auf den paläozoischen Bildungen diskordant liegenden Zechsteinschichten sich ziemlich weit hinaufziehen und, wenn auch nicht überall gleichmässig, doch durchschnittlich etwa mit 20 Grad einfallen, und dasselbe ist der Fall mit der unter ihnen liegenden Oberfläche der paläozoischen Schichten, welche bei Beginn der permischen Zeit schon gefaltet resp. aufgerichtet und auch schon »abgehobelt« waren.

Diese Neigung ist sicher keine ursprüngliche, sondern ist später entstanden, aller Wahrscheinlichkeit nach durch tangentialen Druck, welcher etwa von Osten nach Westen wirkte, während auf dem westfälischen Schiefergebirge die Zechsteinbildungen noch nahezu horizontal liegen.

Es ist hierbei aber eine Aufwölbung des Harzes erfolgt, und aller Wahrscheinlichkeit nach auch eine Einbiegung der paläozoischen Schichten, welche ohne Zweifel unter der Decke mesozoischer Ablagerungen den Harz und das westfälische Schiefergebirge verbinden. Hierdurch ist aber auch 1. die Ost-West-Axe des Harzes und 2. sein Abstand vom rheinisch-westfälischen Schiefergebirge verkürzt worden. Durch Ersteres mögen Quer-

thäler wie das Innerste-Thal etc. entstanden sein; durch das Zweite müssen aber die mesozoischen Schichten auf seiner Westseite verstärkten Druck erlitten haben, so dass zunächst das breite Versenkungsthal am Westrande des Harzes entstand, in welches vielfach die oberen Zechsteinschichten, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, eventuell Jura-, und selbst Tertiärgebirge eingesunken sind. Diesem Thal parallel folgen aber mehrfach Dislokationen, Terrainwellen und Versenkungsthäler, zuletzt das Leinethal (wenigstens in einem Theile seiner Länge, nördlich von Nörten oder Northeim), und deren Entstehung möchte ich derselben Ursache zuschreiben.

Sowohl am Nordrande, als auch am Südrande des Harzes verlaufen aber Auslösungs-Spalten, so dass der Harz gewissermaassen isolirt ist, und dass der allgemein tangentiale Druck sich südlich und nördlich von ihm in anderer Weise äussern konnte und musste. Jedenfalls sind dort paläozoische Schichten nicht in solcher Weise aufgebaucht worden, und die mesozoischen Schichten haben dort in der Nord-Südrichtung, senkrecht gegen den Ost-West-Druck, Störungen erlitten, welche gleichaltrig mit den Spalten am Harzrande sein dürften, von ihnen aber ganz unabhängig sind. Dahin gehört wohl die von Grauhof bei Goslar nach Norden verlaufende Sattelspalte und das von Northeim, Nörten und Göttingen nach Süden resp. mit einem Strich nach Osten oder Westen verlaufende recht complicirte System von Bruchlinien, welche unter anderen das mindestens 5—6 Kilometer breite südliche Leinethal versenkten, dessen Fortsetzung ich weiter unten besprechen werde.

Gleichzeitig entstanden aber auch vom Harz nach Westen ausstrahlende, in der Druckrichtung verlaufende Spalten, wie namentlich die von Herrhausen (südlich Seesen) ausgehende, welche bis zur Schlackenmühle bei Engelade in der Thalsohle versteckt liegt, von hier bis Dannhausen von erheblichen Einstürzen begleitet wird (so liegt z. B. oberer Kimmeridge neben Wellenkalk), dann bis Gandersheim schräg durch das Thal der Südost-Nordwest-Sattel-Spalte Harriehausen-Gandersheim-Alfeld etc. geht und dann über Orxhausen, Beulshausen nach Naensen, wo sie die sogenannte Hilsmulde abschneidet, wo an ihrer Nordseite

der obere Jura des »Selter« tief eingesunken ist, so dass er am östlichen Eingange des Tunnels von Naensen neben dem mittleren und oberen Muschelkalk liegt. Wo diese Spalte das Einsturzthal nördlich Greene kreuzt, dehnt dieses sich zu einem weiten Becken aus, wie ja Versenkungsbecken ganz gewöhnlich an den Kreuzungsstellen von Spalten verschiedener Richtungen auftreten, augenscheinlich, ohne dass die Erosion noch in erheblicher Weise zur Aushöhlung dieser Becken und Thäler beigetragen hätte, vielmehr sind dort meist bedeutende Lehmmassen bis zu 40 und mehr Meter Höhe über der Thalsohle abgelagert worden und zwar nachdem in der Nähe der Thalsohle Kies abgesetzt worden war, in dem stellenweise Reste von Mammuth etc. gefunden worden sind. Der grosse Bahnhof Kreiensen steht auf mehr als 7 Meter mächtigem Kies, meist Harzgerölle, vereinzelt Granit enthaltend, also wohl postglacialem Leineschotter (nordische Geschiebe kenne ich nach Süden bis in die Gegend von Salzderhelden, und das Leinethal enthält von Northeim an vorwiegend Harzgerölle); der oberste Theil des Kieses, zwischen 4 und 30 Centimeter mächtig, ist durch kohlensauren Kalk zu einem ziemlich festen Conglomerat verkittet, und dann folgen:

10 Centimeter brauner, gebänderter Thon;
ca. 50 Centimeter Lehm;
2—3 Meter zäher, blaugrauer, spaltbarer Thon

und dann mächtiger Lehm, der ca. 50 Meter hoch an dem steilen Gehänge auf ca. 400 Meter Entfernung hinaufreicht und in tiefen Wasserrissen aufgeschlossen ist. Es ist dies ein besonders klares Beispiel zu dem, was ich im vorigen Bande dieses Jahrbuches S. 98 anführte.

In anderen Fällen findet sich aber in solchen Versenkungs-Thälern und -Becken unter dem Lehm keine Spur von Schotter, der bei Erosion doch sicher herbeigeführt worden wäre, und es findet sich oft genug die Wasserscheide zwischen zwei nach entgegengesetzten Seiten abfliessenden Gewässern in der Thalsohle eines mit Lehm erfüllten Einbruch-Thales. Beides ist der Fall in dem Spalten - Thal Northeim - Wiebrechtshausen - Calefeld - Sebexen-Rimmerode-Bentierode, in welchem Wasserscheiden bei

Rimmerode und Imbshausen liegen, und Schotter nur an den beiden äussersten Enden auftritt, obwohl nordischer Kies und Sand in bedeutender Mächtigkeit und Ausdehnung ca. 40 Meter höher als das Thal bei Calefeld (und das daranstossende Versenkungsbecken Calefeld-Echte-Westerhof) bei den »3 Linden« nördlich Bentierode ansteht und in etwa gleichem Niveau (circa 160 Meter über der Ostsee), freilich vielleicht umgelagert, auch östlich von Bentierode in Spalten und zwischen an der Bruchlinie abgesunkenen Blöcken von Trochitenkalk liegt. Es wird auch hiernach wahrscheinlich, was ich schon früher annahm, dass diese Spalten einsanken, resp. tiefer einsanken nach Ablagerung des nordischen Schotters, und dass die Thäler weniger durch Erosion als durch Einsinken gebildet wurden. Auch nördlich von Ildehausen sind Klüfte im Kimmeridge mit nordischem Schotter und Sand erfüllt, müssen also nach oder bei dessen Ablagerung sich geöffnet haben.

Erwähnen möchte ich auch, dass Herr Direktor Wilke mich darauf aufmerksam machte, dass südlich dicht am Bahnhof Gandersheim im vergangenen Winter 1884—85 beim Abtragen einer Wellenkalkböschung darunter mächtiger Schotter zum Vorschein gekommen sei. Ich selbst sah den Aufschluss nicht mehr frisch, hielt den Schotter aber für nordischen, da er zwischen Harzgeröllen auch Feuersteine enthielt, die freilich aus nordischem Schotter ausgewaschen sein könnten. Ich ermittelte aber weiter, dass circa 100 Meter ostsüdöstlich von dieser Stelle mit einem im Wellenkalk angesetzten Brunnen in 30 Fuss Tiefe ebenfalls Schotter angetroffen worden war. Dieser liegt also schräg unter dem Wellenkalk, welcher, circa 600 Meter lang (von Osten nach Westen) und reichlich 100 Meter breit, etwas zerrüttet ist und nach Norden, nach dem Kies zu, einfällt. Nach Süden folgt darauf, anscheinend durch eine Störung von ihm getrennt, Röth von mindestens gleicher Länge und 100 bis 175 Meter Breite, und auf diesen (meist oberer) Wellenkalk, ebenfalls zerrüttet und verschieden einfallend, welcher schliesslich unter Lehm verschwindet, (unter dem 30 Meter weiterhin in einer Lehmgrube 30 Centimeter Schotter und dann mindestens 2 Meter brauner und blauer Thon liegt).

Dieses Profil ist sichtbar an der Böschung über dem Bahnhof und in 2 Hohlwegen (z. Th. auch in einem Dritten), welche von der Bahn etwas divergirend nach Süden laufen. Ueber 200 Meter weiter südlich wird in wenig höherem Niveau mittlerer Muschelkalk und der oberste Wellenkalk, mässig nach Westen einfallend, auf circa 400 Meter sichtbar, und unmittelbar dahinter oberer Muschelkalk. Es setzt (siehe untenstehende Abbildung) hier unzweifelhaft eine Anzahl Spalten in der Richtung nach Westen mit einem Strich gegen Norden durch, die ich mit der oben

N. S. Bahndamm Fahrweg Strasse nach Rimmerode Lehmgrube Maasst. 1:5000.

Wellenkalk Röth Thon (Quartär?) Sand u. Schotter Lehm

erwähnten Bruchlinie Dannhausen-Naensen in Verbindung bringen muss. Die flachen Rücken zwischen den Hohlwegen steigen gleichmässig mit einer Böschung von circa 1 : 4 an und haben eine Lehmdecke von circa 0,5 bis 1 Meter. Dieser Lehm ist also abgelagert, nachdem die nördlichste Wellenkalkscholle an ihre jetzige Stelle über dem Schotter gelangt war, ist also viel jünger als dieser. Ob der Wellenkalk durch eine Dislokation oder durch einfaches Herabrutschen von dem Röth an diese Stelle gelangt ist, lässt sich freilich nicht entscheiden, ich möchte aber event. auch das Letztere in Anbetracht der ganzen Lage mit der Spaltenbildung in Verbindung bringen, so dass diese hier also nach Ablagerung des nordischen Schotters erfolgt wäre. Dieser liegt übrigens hier etwa in demselben Niveau wie in der ganzen Umgebung, nämlich 160 bis 170 Meter über der Ostsee, während

der Lehm hier noch circa 125 Meter höher auf den Berg hinaufreicht. Auch der Thon und Schotter in der Lehmgrube scheint in einer Versenkung zu liegen, die postglacial ist, aber älter als der Lehm.

Eine Anstauung des Wassers in solchen Versenkungsbecken und Thälern in postglacialer Zeit zu wahren Landsee'n, aus denen sich so mächtige und so hoch hinaufreichende Lehmmassen, stellenweise auch mit horizontalen, dünnen Sandeinlagerungen, zu Boden setzten, kann ich mir aber auch nicht anders erklären, als dass durch Verschiebungen in der Erdrinde der früher wenigstens theilweise vorhandene, durch Schotterlager nachweisbare Abfluss der Gewässer unterbrochen wurde.

Die Grösse und Tiefe der Einstürze ist in diesem Bezirk eine recht bedeutende, obwohl sie ja theilweise durch Lehmmassen wieder ausgefüllt wurden. Der ganze circa 3500 Meter lange Kahleberg bei Echte ist, streng genommen, ein Einsturz und liegt weit über 1000 Meter zu tief im Verhältniss zu dem nur eine Meile entfernten Zechstein am Harzrande, und mindestens 500 Meter zu tief gegen den nur circa 1 Kilometer nach Osten entfernten mittleren Buntsandstein.

Von besonderer Wichtigkeit war mir inzwischen eine mündliche Mittheilung E. Beyrich's, er habe bei Untersuchung des südlichen Harzrandes die Ueberzeugung gewonnen, dass die breiten Thalbecken dort wesentlich durch Versenkungen entstanden seien, in der Litteratur habe ich freilich eine Aeusserung darüber nicht finden können.

Schon 1867 (das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands etc. I, S. 9) habe ich ferner hervorgehoben, dass die tiefen See'n der Mark Brandenburg (und vermuthlich auch Pommerns, Preussens) bedeutenden Dislokationen ihre Entstehung verdanken, deren Vorhandensein unter der Decke von Diluvial- und auch Tertiärbildungen schon durch das Auftreten einzelner Kuppen mesozoischer Gesteine mit steilerem Einfallen, wie bei Rüdersdorf, Lüneburg etc. angedeutet wird.

Der Umstand, dass diese See'n oft sehr tief sind und nicht durch den nordischen Schotter und Sand bei dessen Ablagerung

ausgefüllt sind, lässt auf eine Entstehung späteren Datums schliessen; ich habe aber auch auf der Braunkohlengrube von Storkow bei Fürstenwalde vor circa 20 Jahren gesehen, dass das Kohlenflötz nach dem See zu staffelförmig abgesunken und in den dadurch entstandenen Spalten Geschiebethon versenkt war; diese Spalten sind also, ebenso wie der See, in postglacialer Zeit entstanden.

Für die Ostsee bestätigte mir auf meine Frage E. Beyrich, dass er seit lange die Ueberzeugung hätte, dass sie erst in ganz junger Zeit eingesunken sei.

Dass nun alle diese norddeutschen See'n etwa in Folge von Auslaugung von Gyps und Steinsalz entstanden seien — für einzelne wäre das wohl denkbar —, wird kaum Jemand annehmen. Es haben also auch in der norddeutschen Ebene Bewegungen in der Erdrinde und Einstürze in postglacialer Zeit stattgefunden.

Was nun die Fortsetzung der Bruchlinien am westlichen Harzrande und im Leinethal nach Süden hin betrifft, so war schon auf der Schwarzenberg'schen geologischen Karte von Kurhessen etc. gut erkennbar, dass ein Einsturzgraben von Trubenhausen südl. Witzenhausen über Alt-Morschen fort nach Süd-Süd-Westen bis Wichte verläuft. Die geologische Kartirung der Blätter Witzenhausen, Ermschwerd, Allendorf und Gross-Almerode hat aber ergeben, (siehe Moesta in diesem Jahrbuch 1884, Taf. 9), dass dieser Graben vermittelst ziemlich komplicirter Brüche in den Zechstein- und paläozoischen Schichten zwischen Hundelshausen und Wendershausen an der Werra in Verbindung mit den bisher von uns betrachteten Bruchlinien steht, während er andrerseits durch eine Versenkung von Muschelkalk und Tertiärgebirge zwischen Wichte und Niederbeisheim, die ich selbst früher besucht habe, zusammenhängt mit den grossen Tertiärversenkungen südlich von Guntershausen, deren allgemeine Verhältnisse bis Marburg ich vor einigen Jahren geschildert habe (Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1880, I. Bd., S. 95), und die im Anschluss hieran von Bodenbender (N. Jahrbuch 1884, III. Beilage-Band 1, S. 107 ff.) bis in die Gegend von Frankfurt hin untersucht wurden.

Auch diese Einstürze sind jünger als die Südost-Nordwest-Spalten, welche durch sie unterbrochen, aber nicht abgeschnitten werden.

Wenn Moesta (l. c. S. 67) sagt, die Bruchzone Gotha-Eichenberg werde »von der breiten, über Göttingen ziehenden Depressionsfalte abgeschnitten«, und dies auch auf seiner Karte Tafel VII dementsprechend angiebt, so muss ich wiederholt darauf hinweisen, dass an den Kreuzungsstellen der Spaltenzüge verschiedener Systeme und Richtungen die Verhältnisse gewöhnlich recht verworren sind, besonders, weil oft die dazu gehörigen Radialspalten stark entwickelt sind; schon auf Blatt Witzenhausen ist aber recht wohl zu sehen, dass westlich jener »Depressionsfalte« eine Fortsetzung der Spalte Gotha-Eichenberg vorhanden ist, wenn sie auch nicht als Spalte angegeben ist. Im Fortstreichen ist auf den Blättern Reinhausen und Jühnde dergleichen jedenfalls vorhanden und hängt, soweit ich es bis jetzt übersehen kann, zusammen mit der Spalte »Bühren-Amelieth« (Siehe Graul, die tertiären Ablagerungen des Sollings, Inaug.-Dissert. Göttingen 1885, S. 9 und N. Jahrb. 1885, I. Band, S. 187), lässt sich also noch mindestens bis in die Gegend von Carlshafen, also circa 40 Kilometer weiter verfolgen.

Auch die anderen von Moesta (Tafel III) angegebenen Brüche kenne ich zum Theil in weit grösserer Längserstreckung, so z. B. die Versenkung, welche er bei Hersfeld nördlich von der Fulda aufhören lässt, bis in die Rhön östlich von Geisa, mindestens 25 Kilometer weiter nach Südosten, während sie nach Nordwesten voraussichtlich in Verbindung zu bringen ist mit der Versenkung, in welcher zwischen Wabern und Homberg, bei Berge und Lendorf, Lias und Keuper eingeklemmt sind, und deren Fortsetzung westlich der grossen Tertiärsenkung ich bei Fritzlar zu kennen glaube.

Zum Theil ist freilich das Verfolgen solcher Spalten recht schwierig, da sie sich streckenweise fast ganz schliessen resp. in mehrere Zweige zersplittern können, da oft genug alle Aufschlüsse fehlen, oder auch wohl in der Spalte ähnliche Gesteine liegen, wie

neben derselben. Wie ich schon im vorigen Jahre bemerkte, habe ich früher, und je mehr ich auf dergleichen achten lernte, um so häufiger, auf der Erdoberfläche über solchen Spalten bald rundliche, Erdfall-artige, bald Graben-ähnliche, langgestreckte Vertiefungen bemerkt (letztere sind ja gewöhnlich zu Bach- etc. Thälern ausgebildet), oder auch kleine, mitunter kaum 1 Meter breite Versenkungen, meistens in die Länge gezogen, öfters aber auch mehr rundlich und vereinzelt, (dieses besonders in weicheren resp. thonigen Gesteinen); besonders häufig und leicht zu erkennen sind mehr oder minder isolirte oder in Reihen angeordnete Kuppen oder kurze Wälle von Trochitenkalk oder Wellenkalk inmitten älterer Gesteine, die man als Colonien im Sinne BARRANDE's auffassen könnte.

Wenn es nun auch wohl denkbar ist, dass solche Vorkommnisse mitunter als ehemalige Erdfälle anzusehen sind, wie dies MOESTA l. c. S. 60 will, (also wohl als Folge von Auslaugung von Gyps oder Steinsalz), und wenn auch solche Erdfälle in der Regel auf Spaltenzügen liegen, welche dem Wasser den Zugang zu dem Gyps und Steinsalz gewährten oder erleichterten, so scheint mir in vielen, von mir beobachteten Fällen diese Deutung nicht wahrscheinlich, zumal wenn es sich um verhältnissmässig schmale, in einer Reihe liegende oder fast gangförmige Einstürze handelt. Als interessantes Beispiel möchte ich hier einen nur circa 6 Meter breiten, aber tiefen Graben längs eines Ganges von stark zersetztem Tephrit östlich von Neuwirthshaus bei Hünfeld erwähnen.

Jedenfalls werden die nach Nordwesten verlaufenden Dislokationen, Gräben etc. auch durch die erwähnte, grosse Tertiärversenkung nicht abgeschnitten, sondern unterbrochen, sind also älter, als diese, in welche ja nicht nur die miocänen Braunkohlen, sondern auch Basalttuffe etc. mit eingesunken sind. Wie sie mit der aus der Gegend von Cassel über Volkmarsen bei Warburg bis Detmold hin verlaufenden Bruchlinie zusammenhängt, bedarf noch einer genaueren Untersuchung. Ihr Verlauf nach Süden, an der Westseite des Vogelsberges in die Wetterau längs des Ostrandes der paläozoischen Schichten bis Frankfurt etc. deutet

aber darauf hin, dass sie durch Stauung gegen die paläozoischen Schichten des westfälisch-oberhessischen Schiefergebirges resp. des Taunus entstanden sein dürfte.

Während nun zur Mittel-Oligocänzeit der Rupelthon in ganz gleicher Entwicklung mit *Leda Deshayesiana* sowie *Fusus-* und *Pleurotoma*-Arten etc. an vielen Stellen von Stettin und Berlin bis Cassel, Ziegenhain, Offenbach, Vilbel etc. auftritt, und wir schliessen müssen, dass dort überall das Meer annähernd dieselbe Tiefe gehabt hat, bildete sich schon vor Beginn der Ober-Oligocänzeit eine das Meer im Süden begrenzende Wasserscheide aus, welche etwas nördlich von der jetzigen Wasserscheide zwischen Lahn (Rhein) und Edder (Weser) liegt, und anscheinend wich das Meer dann allmählich immer weiter nach Norden zurück und machte Braunkohlenbildungen Platz, während sich südlich davon eine abweichende Schichtenfolge entwickelte, während dort die Aussüssung des Meeres schon zum Schluss des Mittel-Oligocän begann (Cyrenen-Mergel) und zur Ober-Oligocänzeit allmählich das ganze Becken einnahm.

Zur Zeit des Cerithienkalkes und noch mehr der Corbiculaschichten scheinen aber bei Frankfurt erhebliche Dislokationen resp. Senkungen stattgefunden zu haben. Nur dadurch kann ich mir erklären, dass der Cerithienkalk und noch mehr die Corbiculaschichten von Bergen-Seckbach bis Bornheim (bei Frankfurt) schnell in ein tieferes Niveau herabsinken und zugleich in einer Entfernung von wenigen Kilometern eine ganz ausserordentlich viel grössere Mächtigkeit erlangen, sowie namentlich die Corbicula-Schichten auch eine ganz andere Entwicklung, reichere Fauna aufweisen etc., dass sie dort weit tiefer liegen, als der Rupelthon bei Vilbel etc. und der Cyrenen-Mergel bei Bergen und in Rheinhessen. Diese Senkung dürfte also der Hauptsache nach hier in die Miocänzeit fallen, ähnlich wie in dem nördlich davon liegenden Gebiet. In dieser Richtung sind für das Mainzer Becken freilich noch eingehende Untersuchungen nöthig.

Durch das Mainzer Becken erhalten aber die bisher verfolgten Brüche auch einen direkten Zusammenhang mit der grossartigen, vielfach beschriebenen und wohl bekannten Rheinthalspalte, und

es lässt sich somit eine im Wesentlichen von Süden nach Norden mit einem Strich nach Osten laufende Bruchlinie von Basel bis zum Nordwestrande des Harzes, resp. bis zur norddeutschen Ebene verfolgen.

Ist es ein Zufall, dass in der gleichen Richtung die norddeutschen Flüsse ihren ursprünglichen Lauf von Südosten nach Nordwesten in postglacialer Zeit verlassen haben, also in der Richtung der älteren Dislokationen, in welcher auch die in der norddeutschen Ebene auftauchenden mesozoischen Schichten gewöhnlich streichen?

Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion)[1].

Von Herrn **K. A. Lossen** in Berlin.

Gestützt auf die Resultate meiner Specialuntersuchungen im Harze, wie sie zumal in den Erläuterungen zu den Blättern Harzgerode, Pansfelde, Wippra, Schwenda und in zusammenfassender Weise in den »Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern«[2]) niedergelegt sind, gilt es nunmehr eine Umschau zu halten über die metamorphischen Erscheinungen in den dem Harze verwandten Gebieten. Dabei mag der neueren Beobachtungen aus entfernter liegenden Gegenden nur eben Erwähnung geschehen: so derjenigen von Barrois aus Galicien und Asturien und der Bretagne, von Michel-Lévy aus dem Mâconnais, Beaujolais und Morvan, von

---

[1]) Nach im Februar und März 1885 vor d. Deutschen geologischen Gesellschaft und vor der Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin gehaltenen Vorträgen, wieder abgedruckt mit unerheblichen Zusätzen aus dem März-Sitzungsprotocoll d. letzteren Gesellschaft.

[2]) Dieses Jahrb. für 1883, S. 619 ff., worin zugleich ein speciellerer Literaturnachweis gegeben ist, aus welchem zumal die Mittheilungen in den Sitzungsber. d. Gesellsch. naturforsch. Freunde zu Berlin hervorgehoben seien: 1878, S. 93; 1880, S. 1; 1881, S. 19; 1883, S. 154.

Allport, Phillips, Ward und A. Geikie aus Cornwales, Wales, Cumberland und Schottland, von H. Rosenbusch und Gerhard aus den Vogesen, von Hans H. Reusch aus dem Bergenstift, von Baron von Foullon aus dem palaeozoischen Antheile der nördlichen Ostalpen u. v. A. Nur eine Ausnahme sei gestattet, um zu zeigen, wie auch auf altclassischem Boden noch reiche Ausbeute zu gewinnen ist, sobald einmal die Aufmerksamkeit auf dieselbe gelenkt ist. Ich gedenke der Contacterscheinungen an den Graniten und Syeniten des südlichen Norwegens, die ich schon 1872[1]) mit denjenigen um den Rammberg und Brocken verglichen habe und die uns neuerdings besonders durch Brögger's vortreffliche Untersuchungen über »die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker (1882)« doppelt nahe gekommen sind. Aber in jenem gediegenen Werke werden nur die im Contact mit den eugranitischen Massen metamorphosirten Silurschichten beschrieben, exomorphosirte ältere Eruptivgesteine, die im Harz um den Rammberg und Brocken und bis zum Ockerthale eine so ausgezeichnete Rolle spielen, schienen danach ganz zu fehlen. Diese Lücke kam zwischen Herrn Brögger und mir zur Sprache, als ich demselben im Frühjahr 1882 auf seinen Wunsch hin die Sammlungen der Harz-Gesteine zeigte und erläuterte. Nunmehr wissen wir aus des unermüdlichen Forschers jüngster Publication »Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien« [2]), dass auch hierin die Erscheinungen in Norwegen und im Harz parallel gehen, denn Herr Brögger hat 1883 im Wesentlichen genau die Verhältnisse so gefunden, wie ich sie ihm an Handstücken aus dem Harz dargelegt hatte: hornblende-, biotit- und kalksilikatreiche Diabashornfelse[3]) in der näheren Umgebung des Augitsyenits, in weiterer Entfernung dagegen Umwandlung

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXIV, S. 778 bis 779.

[2]) Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, Bd. XXVIII, pag. 253 ff.

[3]) Es sind die Decken und Intrusivgänge der Augitporphyre Kjerulf's, welche Brögger ohne Berücksichtigung ihres antegranitischen oder antesyenitischen Alters Augitporphyrite, Diabasporphyrite und Melaphyre nennt im Sinne der Nomenclatur von Rosenbusch. Zieht man die geologische Rolle der Gesteine in Betracht, so wird man sie etwa den durch porphyrische Einsprengung des Augits

der Diabase in Strahlsteinfels, wie mehrfach im Harz in den regionalmetamorphischen Zonen von Treseburg und Wippra. Interessant ist aber der Umstand, dass die Art der Dislocirung eine andere ist, als im Südostharz, indem die Silurschichten zwischen Skien und Langesund nicht sowohl gefaltet, als vielmehr gegen den Augitsyenit eingesunken und dabei gestreckt und von zahlreichen Verwerfungsspalten durchsetzt sind.

Wenden wir uns nun zu den westlich und östlich vom Harz gelegenen niederrheinischen und sudetischen Gebirgen, deren Faltensysteme sich in ihm kreuzen, sowie zu der Gegend zwischen dem Fichtelgebirge und dem Thüringer Walde südlich vom Harz, wo ganz analoge Faltenkreuzungen sich zeigen, so ziehen zunächst solche regionalmetamorphische Gebiete unsere Aufmerksamkeit auf sich, in welchen überdies Granitdurchbrüche örtlich noch eine Rolle spielen.

Dahin gehört die weitere Umgebung von Hirschberg an der oberen Saale in der Richtung auf Saalfeld, Hof, Plauen und Ronneburg hin zu, deren Bild klarer vor uns steht seit v. Gümbel nach der ersten mehrfach irreleitenden Publication über die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirgs (1874) seine und seiner wackeren Mitarbeiter Gesammtresultate in der grossartig angelegten und durchgeführten geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges (1879) veröffentlicht und Th. Liebe diesen ganz kürzlich in der »Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens«[1]) seine scharfsinnigen Beobachtungen theils aus demselben, besonders aber aus dem nördlich angrenzenden Gebiete als wohlthuende Ergänzung und wesentliche Berichtigung gegenübergestellt hat. Die Granitvorkommen dieser Gegend sind auf drei Gruppen vertheilt: eine östlich und nordöstlich von Hirsch-

---

und Plagioklases ausgezeichneten jüngeren Diabasen der Dill- und Lahngegend vergleichen können, die ja z. Th. auch etwas Basis erkennen lassen, und sich dadurch den Melaphyren nähern. Dagegen gehören Brögger's Proterobase und Diabase zu meiner postgranitischen Gangformation wie das Ochsenkopfgestein im Fichtelgebirge, sind also eigentlich Hysterobase (cfr. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1883, S. 216, Anm. 1).

[1]) Abhandlungen z. geolog. Specialkarte v. Preussen u. d. Thüring. Staaten, Bd. V, H. 4.

berg über Gefell hinaus liegende, zu welcher nur die anscheinend ganz localen, übrigens wenig bekannten Granitdurchbrüche zu Tobertitz und Mislareuth im Königreiche Sachsen zählen, der isolirt gangförmig im Keratophyr anstehende Granit von Reitzenstein WSW. von Hirschberg, und eine dritte Gruppe nordwestlich von Hirschberg jenseits Lobenstein und Wurzbach, die in einer ungefähr 8 Kilometer langen SO.—NW.-Zone eine grössere Anzahl kleiner stock- und gangförmiger Durchbrüche aufweist und mit dem beinahe 1 Kilometer langen mächtigeren Granit-Stock des Hennbergs bei Weitisberga und Heberndorf gegen NW. abschliesst, während ihre Axrichtung gegen SO. verlängert auf den Reitzensteiner Durchbruch trifft. Der um die Kenntniss des südlichen Thüringerwaldes hochverdiente Reinh. Richter hat zuerst den Contacthof um den Hennberg nachgewiesen[1]) und durch F. E. Müller sind die metamorphischen Gesteine desselben in ihrer Gliederung als Knotenschiefer, Chiastolithschiefer und Andalusitglimmerfels (andalusitreicher Hornfels) erkannt worden[2]); Th. Liebe fügt die wichtige Nachricht hinzu[3]): »Uebrigens hat das Granitmassiv des Hennberges nur auf der einen Seite, nach W. und S. hin, die Kulmschiefer in seiner näheren Umgebung in Andalusitglimmerfels und Knötchenschiefer umgewandelt, und es ist diese Seite sein Hangendes[4])«, aus welchen Worten die Analogie mit meinen Ergebnissen am Rammberge im Harz deutlich hervortritt. Auch die kleineren Stöcke zeigen ähnliche Contactwirkung.

Alle diese an den Granit gebundenen metamorphischen Bildungen sind räumlich äusserst beschränkt, da selbst am Hennberg die durchschnittliche Breite des Contacthofs nach

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1869, Bd. XXI, S. 341 ff., Taf. 5.

[2]) Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., 1882, Bd. II, S. 205 ff.

[3]) a. a. O. S. 130.

[4]) Dass auf der entgegengesetzt liegenden Seite gar keine Umwandlung erfolgt sei, wird aus dieser vorläufigen kurzen Angabe Liebe's nicht zu folgern sein, denn schon v. Gümbel giebt Chiastolithschiefer auf der Nordseite des Hennbergs an, nur die Abschwächung der Erscheinung, ihre geringere Intensität und Breite und die mangelnde Zonengliederung darf man daraus erkennen und darin besteht denn eben die sichtliche Uebereinstimmung mit dem Contactring um den gleichgerichteten und gleichgeneigten Rammberg.

F. E. Müller nur 350 Meter beträgt. Um so ausgedehnter ist die Verbreitung der höchst interessanten und mannichfaltigen Regional- oder Dislocationsmetamorphosen in Eruptiv- und Sedimentgesteinen. Was die ersteren betrifft, so ist diese Region die Heimath der Epidiorite v. Gümbel's und derjenigen seiner Proterobase[1]), die, wie z. B. das Gestein von der Buttermühle bei Steben, ihrem Namen in dortiger Gegend wirklich entsprechen, d. h. bei gleichem, jüngstcambrischem oder ältestsilurischem Alter wie die Epidiorite die Vorläufer der mehr typischen jüngeren, vom mittleren Untersilur an aufwärts bis zur unteren Grenze des Culm[2]) auftretenden,

---

[1]) Ueber den postculmischen und postgranitischen »Proterobas« vom Ochsenkopf und von Fichtelberg vergleiche oben Anm. 3 auf S. 57, sowie v. Gümbel, Geogn. Beschr. d. Fichtelgeb., S. 637.

[2]) E. Dathe's Diabas im Culm von Ebersdorf (vergl. dieses Jahrb. 1882, S. 307), der nach ihm, wie nach Liebe die Culmfalten in einem nach der Frankenwaldaxe orientirten Spaltenzuge nahezu rechtwinklig durchsetzt, erweist sich dadurch ganz ebenso zuverlässig, wie der »Proterobas« (Hysterobas) des Fichtelberg-Ochsenkopf-Ganges und wie die Kersantit-Gänge und die anderen glimmerreichen Gänge aus v. Gümbel's Lamprophyrformation als zur postculmischen Gangformation gehörig. Diese Formation, zu welcher ich auch die interessanten, z. Th. gemischten Gänge der Granitporphyr-Hysterobas-Reihe bei Liebenstein und im Trusenthale bei Herges rechnen möchte, ist jünger als die zur Zeit der productiven Steinkohlenformation erfolgte Aufpressung der harzer, südthüringischen, (? nordthüringischen) und fichtelgebirgischen Granitstockmassen, also frühestens spätcarbonisch, möglicherweise aber schon aus der Zeit des älteren Rothliegenden. Wenn Herr Pöhlmann meine Alters-Bestimmung der Kersantit-Gänge als postculmisch auf Grund der ihm von Freund Dathe (vergl. Neues Jahrb. f. Min., III. Beilage-Band S. 104), gewordenen Mittheilungen angezweifelt hat, so ist ihm ganz entgangen, dass v. Gümbel selbst Lamprophyrgänge nicht nur, wie Pöhlmann annimmt, im untern, sondern, wenngleich selten, auch im oberen Culm namhaft macht (Fichtelgeb., S. 528 u. 529 »z. B. bei Nordhalben und Steinwiesen«), womit dann freilich schlecht harmonirt, dass man an viel hervorragenderen Stellen zweimal (Fichtelgeb., S. 189 u. S. 589) ausdrücklich die Beschränkung auf den untern Culm ausgesprochen findet. Die Hauptsache bleibt, diese Gesteine erfüllen orientirte Spalten, die relativ jünger sind als die postculmische Faltung. Zudem hat Liebe (a. a. O. S. 130) nunmehr auch mitgetheilt, dass der Lamprophyr den postculmischen Granit des Hennbergs durchsetzt, ganz so wie der Hysterobas den Ochsenkopf-Fichtelberg-Granit (v. Gümbel a. a. O. S. 637). Nur die scharfe Sonderung der Gesteine jener älteren Eruptionsperiode, welche dem Hauptact der Faltung und schliesslichen Granitaufpressung voranging, von solchen jener, welche dieser letztern gefolgt ist, eine Sonderung, die ich bislang in den Arbeiten v. Gümbel's, Liebe's

Diabase bilden. Wenn ich mich im Gegensatz zu ROSENBUSCH's Fundamentalwerk über die mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine diesen durch v. GÜMBEL gebrauchten Bezeichnungen gegenüber, soweit man dieselben auf Harzgesteine, wie z. B. auf den sogenannten Diorit von der Winzenburg bei der Rosstrappe angewandt hat, ablehnend verhalten und in allgemeinerer Weise stets darauf aufmerksam gemacht habe, es gelte, die Gesteine mit primärer Hornblende von denjenigen mit secundärer Hornblende scharf zu scheiden, so hat ja der weitere Verlauf der auf dies letztere Ziel gerichteten Untersuchungen, wie die Referate ROSENBUSCH's in den letzten Jahrgängen des Neuen Jahrbuchs beweisen, mehr und mehr meine auf die eigene Beobachtung hin gegründete Vorsicht gutgeheissen. Der Nothwendigkeit einer solchen Vorsicht hatte sich ja auch ROSENBUSCH von vornherein keineswegs ganz verschlossen[1]), ich selbst aber glaube sie nicht einseitig pro domo geübt zu haben, da ich mich schon lange gedrängt fühlte, die Parallele zwischen amphibolisirten Diabasen aus den regionalmetamorphischen Regionen des Harzes (Treseburg im Vorhof zum Rammbergcontacthof, Wippra im Südostharz) und den Epidioriten v. GÜMBEL's zu ziehen, dies aber mit Rücksicht auf LIEBE's Untersuchungen unterlassen habe. Um so nachdrücklicher sei nunmehr hervorgehoben, dass dieser scharfsinnige Forscher sein Urtheil über die Gesteine seiner geologischen Heimath dahin abgiebt, »dass der Epidiorit einst ein etwas Hornblende führender Diabas gewesen ist, welcher sich secundär durch Umwandlung des grössten Theils von Augit hauptsächlich in Hornblende und Chlorit, und eines Theiles von Plagioklas hauptsächlich in Albit und Calcit in das jetzt vorliegende dioritische Gestein umgeändert hat[2]).« Die Epidiorite sind also in der Gegend, aus

---

und DATHE's vermisse, kann uns dem geologischen Ziele der Petrographie näher bringen. Dass gerade v. GÜMBEL, obwohl er dieses Ziel in lobenswerther Weise im Auge behielt, so manches Missverständniss hervorgerufen hat, liegt wohl grossentheils an jener granitführenden Diabasbreccie (vergl. Palaeol. Eruptivgest., S. 46; Fichtelgeb., S. 234, 480), die ihn anfangs über die Alters-Beziehungen von Granit und Diabas irreleiten mochte.

[1]) a. a. O. S. 333.

[2]) a. a. O. S. 83.

welcher der Begriff aufgestellt worden ist, nunmehr als Pseudodiorite erkannt.

Zur vollständigen Würdigung dieses Ergebnisses bedarf es der Erinnerung daran, dass kein anderer, als v. Gümbel selbst seinen Epidioriten auch das Gestein vom Sauerstein bei Königsee im Thüringerwald[1]) zuzählt, während mein College Loretz, dessen Grundanschauungen über krystallinische Schiefer sich mit denjenigen v. Gümbel's nahezu decken, in derselben Gegend, nur etwas weiter gegen SW., von R. Richter's Grünsteinen als von »Einlagerungen« eines innen z. Th. körnigen und nur aussen schiefrigen »Amphibolgesteins« in seinen cambrischen und phyllitischen Schiefern spricht[2]). Ebenso stellen auch die sächsischen Geologen auf den dem Liebe'schen Revier benachbarten Blättern[3]) unter anderen schwarmartig wie die Diabase auftretenden Amphiboliten ihrer »oberen Stufe der Phyllitformation (z. Th. Cambrium)« einen »körnigen meist feldspathreichen Hornblendefels« dar, der nach Dalmer's mikroskopischen Untersuchungen z. Th. noch ebenso deutliche Augitreste in der uralitisch-faserigen Hornblende erkennen lässt[4]), als es die auch von Rosenbusch[5]), Dathe und mir[6]) beob-

---

[1]) Palaeolith. Eruptivg. d. Fichtelgeb., S. 14, ferner Fichtelgeb., S. 415.

[2]) Dieses Jahrb. 1881, S. 218 bis 222, Fig. 1 u. 2 und Taf. VI. Die sehr lehrreichen Darstellungen und Abbildungen hat J. Lehmann in seinem hervorragenden Werke über die Altkrystallinischen Schiefer (S 90 ff.) schon gewürdigt. Loretz selbst wird immer wieder dazu gedrängt die massigen Kerne mit Eruptivgesteinen zu vergleichen. In der That ist der Vergleich mit den »Flasergabbros« Sachsens sehr naheliegend.

[3]) Bl. Kirchberg, Lössnitz (Dalmer).

[4]) Dalmer, Text zu Bl. Lössnitz, S. 19; Text zu Bl. Kirchberg, S. 17, ist nicht nur von Augitresten im theils körnigen, theils flasrigschiefrigen Hornblende-Feldspathgesteine im oberen Cambrium die Rede, sondern die Einlagerungen werden z. Th. geradezu petrographisch den Titaneisen-Diabasen verglichen, ihre Darstellung als solche erschien aber mangels Apophysen und Contactmetamorphosen »bedenklich«. Bei aller lobenswerthen Vorsicht scheint mir eine solche Bedenklichkeit doch das Bedenkliche in sich selber zu tragen.

[5]) a. a. O. S. 272. Die angeknüpfte Bemerkung über die im Allgemeinen primäre Natur der faserigen Hornblende, würde der Autor jetzt nicht mehr wiederholen.

[6]) So z. B. auch an einem von Herrn E. Dathe gütigst dargeliehenen Schliff des von Rosenbusch citirten Gesteins vom Felslein bei Wurzbach.

achteten »angenagten Reste brauner Augite« LIEBE's in den v. GÜMBEL'schen Epidioriten sind. Auch für die »Proterobase« seines Gebiets, die er nicht unter diesem, sondern unter dem Namen der »gekörnten porphyrischen Diabase« beschreibt, nimmt LIEBE secundären Feldspath und secundäre Hornblende neben den gleichnamigen primären Mineralien und anderen Neubildungen in Anspruch und in der That habe ich nicht oft ein durch Amphibol-, Epidot-, Albit-, Chlorit-, Leukoxen-, Kalkspath- und Quarzgehalt so deutlich als metamorphisch charakterisirtes, übrigens noch wohl erkennbares Eruptiv-Gestein untersucht, als den mir durch v. GÜMBEL selbst freundlich mitgetheilten »Proterobas« von der Buttermühle bei Steben. Auch die bräunlich-grüne Hornblende in diesem Gestein, die LIEBE als ursprünglich ansieht, kann ich nach meinem Präparat nur für secundär halten, worüber später mehr. Dass der Strahlstein- oder Amiantschiefer von Rudolfstein auf umgewandeltes Diabasmaterial, gleichviel ob ursprünglich tuffiges oder im Zusammenhang zur Eruption gelangtes, zurückzuführen sei, steht für mich nach Vergleich desselben mit dem durch die stufenweise Metamorphose und durch seine deutlichen Contactgesteine ausgezeichneten Diabasvorkommen vom Neuen Gehege bei Wippra fest. Denn dasselbe zeigt in dem am meisten vorgeschrittenen Umwandlungstadium in einer jenem Schiefer ganz analogen Grundmasse noch die Augitreste[1]). Ich kann daher nur LIEBE beitreten, wenn er solche »Talkschiefer«-artig aussehende Amiantgesteine u. s. w. als zum »Epidiorit« gehörig und nicht mit v. GÜMBEL als eine Art Schalstein des Palaeopikrit ansieht[2]), die oben angezogenen Beobachtungen BRÖGGER's geben ja die Bestätigung für solche Umwandlungen diabasischer Gesteine auf's Neue und selbst v. GÜMBEL hebt an anderer Stelle Beziehungen zu seinen Epidioriten ausdrücklich hervor[3]).

Wenn v. GÜMBEL dann aber solche Beziehungen nicht als Folgen des Dislocationsmetamorphismus erkennt, wenn er es als

---

[1]) Vergl. Erläuter. z. Bl. Wippra, S. 47.

[2]) LIEBE, a. a. O. S. 84 u. 91; v. GÜMBEL, Palaeolith. Eruptivgest. des Fichtelgeb., S. 41; darnach ROSENBUSCH, Massige Gesteine, S. 530.

[3]) Palaeolith. Eruptivgest., S. 13.

mit den Verhältnissen der cambrisch-silurischen Epoche so zu sagen selbstverständlich gegeben ansieht, dass ein Tuffsediment, gleichviel ob nun dem einen oder dem anderen Diabastypus angehörig, unter der Meeresbedeckung zu einem Strahlsteinschiefer sich umbilde, wenn er sich trotz der Fülle des von ihm selber aus dem Fichtelgebirge für die Umbildung der alten Eruptivgesteine beigebrachten Materials nicht Rechenschaft giebt über den Zusammenhang solcher krystallinisch-schiefrigen Tuffe mit den Pseudoschalsteinen, d. h. den ebenfalls mehr oder weniger krystallinisch-schiefrigen, durch den Faltungsdruck gepressten und geschieferten Eruptivlagergängen (sheets) und -Decken (beds, nappes), so liegt das gewiss in erster Linie an dem Umstande, dass sein Untersuchungsgang ihn nicht vom Fichtelgebirge zum Bayerischen Wald, vom Culm zum Urgneiss, sondern umgekehrt von diesem letzteren aufwärts, vom geologischen Mythos in die Geschichte der Geologie geführt hat. Ebenso schreitet ja auch die geologische Kartirung im Königreiche Sachsen von den krystallinischen Schiefern des Mittel- und Erzgebirges gegen das palaeozoische Vogtland um Plauen vor.

Gerade unter diesem Gesichtspunkte haben die Resultate Liebe's, der den umgekehrten Forschungsgang von seinen Zechsteinbryozoenriffen zu den cambrischen krystallinischen Schiefern bei Hirschberg einhält, ein doppeltes allgemeines Interesse. Liebe verkennt nirgends, dass die bei der ursprünglichen Erstarrung oder Sedimentirung gegebenen stofflichen, strukturellen, räumlichen und zeitlichen Entstehungsbedingungen jeglicher Betrachtung metamorphischer Bildungen stets thunlichst als sicherer Erkenntnissgrund zu unterbreiten seien. Wer immer seine »Seebedeckungen Ostthüringens«[1]) gelesen hat, wird den Scharfsinn dieses Forschers für ursprüngliche Faciesunterschiede bewundern. Aber es wird ihm auch des Autors einleitende Bemerkung[2]) nicht entgangen sein, »dass ferner Schichtencomplexe eines und desselben Horizontes auf geringe horizontale Erstreckung hin ihre petro-

---

[1]) Separatabdruck aus dem Heinrichstags-Programm des Fürstlichen Gymnasiums zu Gera, 1881.

[2]) a. a. O. S. 1.

graphische Beschaffenheit rasch abändern, kann allerdings seine Ursache darin haben, dass bei den nachträglichen Stauchungen und Faltungen einzelne Partieen mechanisch verschieden stark gepresst, verdrückt und zerrissen worden sind, und dass dazu in Folge dieser verschiedenartigen mechanischen Vorarbeit die langsam, aber unausgesetzt thätige chemische Umwandlung und Umlagerung der Stoffe ebenfalls verschieden stark eingewirkt hat.« Was hier für die Sedimente ausgesprochen ist, gilt dem Autor ebensowohl für die vor der Faltung zur Eruption gelangten Erstarrungsgesteine, wie aus dem reichen Detail der über seine ostthüringischen Diabase gemachten Mittheilungen in seiner neuesten, dieser Betrachtung zu Grund gelegten Publication erhellt[1]). Dass dabei die ältesten, als die zu tiefst lagernden und daher am stärksten während der Faltung belasteten Massen im Allgemeinen die intensivsten Umwandlungserscheinungen zu erkennen geben, dass also z. B. die ausgesprochenen Amphibolfelse und Amphibolite (die sogenannten Epidiorite) in dieser Gegend im Cambrium daheim sind und sich im benachbarten Sachsen in der azoischen Phyllitformation wieder finden, steht ja mit anderen Erscheinungen, die Niemand auf ursprüngliche Verhältnisse zurückführt, in bestem Einklang: ich erinnere z. B. nur an die Sinterkohlen in den tieferen und die Backkohlen in den hangenderen Flötzen der Eschweiler Mulde und das ähnliche, örtlich aber abweichende Verhalten der Ruhrkohlen[2]).

Für die umgewandelten Sedimente seines Beobachtungsgebietes hat Liebe in einem besonderen Kapitel »über die Folgen der Schichtenstörungen« Ansichten entwickelt, die ganz wesentlich übereinstimmen mit den von mir seit vielen Jahren, zumal vom Taunus und Harz her vertretenen Anschauungen über die Be-

---

[1]) Wer, um nur ein Beispiel anzuführen, Gelegenheit hatte den »gekörnten porphyrischen Diabas« von der Buttermühle bei Steben mit dem aus den Gängen bei Berga an der Weissen Elster zu vergleichen, wird sich leicht von der regional verschieden starken Umwandlung ein und desselben Eruptivgesteins überzeugt haben.

[2]) Vergl. v. Dechen, Geolog. u. palaeontol. Uebersicht d. Rheinprov. u. Prov. Westfalen, Erläuterungen Bd. II. S. 235, aber auch 251 ff.

deutung des Dislocationsmetamorphismus. Darin giebt er uns auch folgende sehr wichtige Mittheilung über das Verbreitungsgebiet der höchsten Potenz der Umbildungserscheinungen[1]: »Dieser Umwandlung der Gesteinsbeschaffenheit begegnet man überall im alten Gebirge Ostthüringens, aber im Westen weniger, als im Osten. Am stärksten ist sie entwickelt auf einem durchschnittlich eine halbe Meile breiten Streifen, welcher in südwestlicher Richtung von der Gegend östlich bei Greiz über Elsterberg, Mehltheuer, Reuth bis gegen Hirschberg hin verläuft. Innerhalb desselben erscheinen unterdevonische Schiefer mit mikroskopisch noch genau nachweisbaren Tentaculiten, welche zu sericitischen Schiefern wurden; oberdevonische Knotenkalke erhielten einen Habitus, der an untersilurische Kalke anderer Gegenden erinnert: culmische Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen wurden umgeändert in Gesteine, die man bei oberflächlicher Untersuchung dem jüngeren Cambrium zuweisen möchte«. Vergleichen wir, unter Benutzung der dem Aufsatze beigegebenen Uebersichtskarten, der von Gümbel'schen Karte vom Fichtelgebirge und — für das angrenzende sächsische Vogtland — der Naumann-Cotta'schen Karte, die Lage jenes von Liebe näher abgegrenzten, über 40 Kilometer aus NNO. gegen SSW. und SW. längs gestreckten Gebietes mit der Lage der oben (S. 58 u. 59) erwähnten Granitdurchbrüche, so erhellt daraus sofort, dass einfache räumliche Beziehungen zwischen dem Verbreitungsgebiete beider Erscheinungen nicht vorhanden sind, denn obwohl die Granitdurchbrüche bei Tobertitz und Mislareuth in der Umgegend von Reuth in die hochpotenzirt-metamorphische Zone fallen, steht ihr ganz lokales Auftreten sichtlich in gar keinem Verhältniss zu deren Gesammtausdehnung. Die Hauptgranitdurchbrüche aber, welche sich in der nahezu rechtwinklig zu dieser Ausdehnung stehenden Frankenwaldrichtung aus NW. gegen SO. vom Hennberg bis in die Nähe von Lobenstein und darüber hinaus, jedoch mit namhafter Unterbrechung, bis nach Reitzenstein bei Issigau verfolgen lassen, liegen gerade im Westen, wo sich im Allgemeinen nach Liebe eine relative Abschwächung der meta-

[1]) Uebers. üb. d. Schichtenaufbau Ostthüringens, S. 54.

morphischen Erscheinungen zu erkennen giebt. Denn, wenn auch aus der sehr lehrreichen Discussion der v. GÜMBEL'schen und LIEBE'schen Controverse[1]) über das Alter der Hennberg-Schiefer (a. a. O. S. 74 bis 75 und S. 130) ganz unzweideutig hervorgeht, dass der Granitstock des Hennbergs nicht nur einen durch Hornfelse und Knotenschiefer wohlcharakterisirten Contacthof, sondern ausserhalb der Knotenschieferzone ganz wie der Rammberg im Harz noch überdiess einen regionalmetamorphisch ausgebildeten Vorhof[2]) besitzt, so sind doch diese einer schärferen Abgrenzung nach Aussen hin entbehrenden Erscheinungen sichtlich räumlich beschränkt. Sie verhalten sich in dieser Hinsicht offenbar zu jener regionalmetamorphischen Zone zwischen Hirschberg und Greiz ganz ähnlich, wie die in der Umgebung der Heinrichsburg bei Mägdesprung und diejenigen von Treseburg zu der ebenfalls ungefähr 40 Kilometer langen und in ihrem ganzen stofflichen und strukturellen Habitus viel charakteristischer ausgeprägten regionalmetamorphischen Zone zwischen Hermannsacker und Walbeck im Südostharze (Zone von Wippra)[3]). Die krystallinische Beschaffenheit solcher weit ausgedehnten Regionen mehr oder weniger phyllitischer palaeozoischer Schiefer mitsammt der Umbildung der ihnen eingeschalteten metamorphischen Eruptivgesteine lässt sich nicht auf ein unsichtbar unter der Region verborgenes eugranitisches Eruptivgestein der Granit-Gabbro-Reihe zurückführen. Dagegen streitet alle Erfahrung. Nur dann, wenn die petrographische Ausbildung der Gesteine eine substanzielle und strukturelle Uebereinstimmung mit den erfahrungsgemäss aus den Contacthöfen um jene eugranitischen Massen bekannt gewordenen Eigenschaften aufweist, wird man eine, weil durch die Erosion nicht blosgelegte, nicht controlirbare Contacteinwirkung in sehr vorsichtige Erwägung ziehen dürfen. Dabei scheint mir aber gleichwohl, soll

[1]) Erwähnt sei, dass auch E. DATHE nach mir gegebener mündlicher Mittheilung bei seinen früheren kartographischen Arbeiten in jener Gegend zu dem gleichen Resultat wie LIEBE und ZIMMERMANN gekommen ist.

[2]) Vergl. Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen a. a. O., S. 624, Anm. 1, S. 635 u. Erläuterungen z. Bl. Harzgerode, S. 50, 61 bis 64.

[3]) Vergl. die Erläuterungen zu d. Messtischblättern Wippra u. Schwenda u. Studien an metamorph. Eruptiv- u. Sedimentgesteinen.

anders die objective Grundlage für das, was wir Contactmetamorphismus nennen, unverrückt bleiben, unverbrüchlich daran festgehalten werden zu müssen, dass wir auch solche Erscheinungen dem Regionalmetamorphismus schlechthin zuzählen, was für mich um so weniger Bedenken hat, als ich nach meiner ganzen Auffassungsweise den plutonischen Contactmetamorphismus nur als einen besonderen, durch das örtliche Eingreifen der aufgepressten Eruptivgesteine bedingten Fall des Dislocationsmetamorphismus ansehe.

Aus der Zone von Wippra im Harz ist mir keine Erscheinung bekannt geworden, die ein solches, wenn auch unsichtbares, Eingreifen des Granits nahelegen könnte. In Liebe's ostthüringischer Zone bildet das merkwürdige, ganz lokal auftretende, Kalkgranat und Tremolit führende Carbonatgestein, das in körnigen Spatheisenstein übergeht und streifenweise einen wahren Granatfels darstellt[1], eine solche fragwürdige Bildung, die mich stets an die örtlich über den Knotenschieferring hinaus, d. h. ausserhalb des Contacthofs im Vorhof um den Rammberg noch auftretenden Kalksilicatbildungen (Kalkhornfelse)[2] erinnert und die zusammt den benachbarten, auffällig hochgradig metamorphischen Gesteinen um Hirschberg — ich erinnere nur an die cambrischen[3] Gneisse und an das tief untersilurische, aus Thuringit[4], Magnetit und Quarz zusammengesetzte *Orthis*-haltige Leuchtholz-Gestein — eine eingehendere, auf die Beobachtungen v. Gümbel's und Liebe's u. A. gestützte Untersuchung verlangt[5].

---

[1]) v. Gümbel, Fichtelgebirge, S. 293 u. 423.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXIV, S. 777 und Erläuterungen zu Bl. Harzgerode, S. 66.

[3]) Die durch keinen Anderen, als durch v. Gümbel selbst (Fichtelgeb. S. 128) vertretene Anschauung vom aller Wahrscheinlichkeit nach cambrischen Alter dieser Gneisse wird durch Liebe dahin bestätigt, dass jeder Zweifel an deren Richtigkeit ausgeschlossen sei (a. a. O. S. 6).

[4]) Das ist das von E. Geinitz als Hornblende seiner Zeit angesprochene, sehr stark pleochroitische, aber scheinbar optisch einaxige und dichroitische Mineral.

[5]) Soll hiermit eine Anregung zu einer solchen Untersuchung auch für die Gneisse gegeben sein, so muss allerdings hinzugefügt werden, dass dieselbe nur dann ein gutes Resultat haben kann, wenn ihr die Sichtung der von v. Gümbel unter seinen Begriff Keratophyr vereinigten heterogenen Gesteinstypen vorausgegangen sein wird.

Sieht man die hochgradig regionalmetamorphische Zone LIEBE's im Zusammenhange aller der von ihm und v. GÜMBEL zur kartographischen Darstellung gebrachten und erläuterten Beobachtungen über die älteren palaeozoischen Formationen jener Gegend von dem aus dem Harze her gewonnenen Erfahrungsstandpunkte an, so fällt zunächst der Umstand auf, dass im Westen, also da, wo nach LIEBE im Allgemeinen eine Abschwächung der Metamorphose eintritt, die aus SO. nach NW. streichenden relativ jüngeren Frankenwaldfalten[1]) zur freieren Ausbildung gelangt sind; jene Zone dagegen folgt hauptsächlich der SO.-Seite des grossen cambrischen Hauptsattels, der aus der Gegend östlich Schleiz und nördlich von Mühltroff her, südlich an Berga vorüber auf Ronneburg hinzu streicht und dabei sichtlich aus der relativ älteren, ungefähr h. 3 SW. in NO. gerichteten erzgebirgischen Hauptsattelungsrichtung immer mehr in ein steileres Streichen übergeht, das LIEBE selbst für die Gegend nördlich von Greiz hervorhebt und auf h. 1 bis $1^1/_2$ nordnordöstlich gerichtet angiebt. Mein sehr verehrter Freund erblickt in diesen nahezu dem Meridian folgenden und andern nahezu rechtwinklig dazu h. $7^1/_2$ bis 7 streichenden Sätteln Ueberreste einer noch älteren vorcarbonischen Faltung, die sonst meist durch die postculmische Erzgebirgs- und Frankenwaldfaltung verwischt worden sei[2]). Ich kann mich dieser seiner Auffassung nicht anschliessen, da sich das steile, fast nordsüdliche Streichen ja nicht auf die ältesten palaeozoischen Schichten des Gebiets beschränkt, auf der Linie, die von Weida aus östlich an Gera vorüberführt, vielmehr ganz sichtlich auch in den Streich-

---

[1]) Wir wenden gern den LIEBE'schen Ausdruck an, der hier am bezeichnendsten sein mag, während man sich sonst dafür (vergl. z. B. v. DECHEN, Die nutzbar. Miner. u. Gebirgsarten im Deutsch. Reiche) des Namens des hercynischen oder sudetischen Systems an Stelle des missverständlichen »nordöstlichen« LEOPOLD v. BUCH's bedient. Um etwaigen Missverständnissen vorzubeugen, sei dabei in Erinnerung gebracht, dass das Wort hercynisch in dieser Bedeutung nicht sowohl von der mit der inneren Struktur des Gebirgs nicht übereinstimmenden Längsaxe des Harzes hergeleitet ist, als vielmehr vom Böhmisch-Bayerischen Wald, dem saltus Hyrcanus oder der Hercynia silva der Alten.

[2]) a. a. O. S. 41.

linien der jüngeren und selbst noch der Culmschichten zu erkennen ist[1]). Vom Harze her bin ich gewohnt in diesen der SN.-Linie angenäherten Streichen eine durch die Druckrichtung des relativ jüngeren hercynischen (frankenwälder) Faltensystems unter Zug- und Druckwirkung hervorgerufene, mit windschiefen Verbiegungen (vergleiche die transscendente Faltung v. Gümbel's) [2]), Ueberschiebungen und Verwerfungen gepaarte Umstauung der relativ älteren niederländischen (erzgebirgischen) Falten zu erblicken. Es sind das jene in dem Aufsatze über den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz in ihrer Eigenart und Entstehung charakterisirten Torsionserscheinungen[3]), die ich in ihrer ausgeprägtesten Form als Korkzieherfalten schon im Jahre 1872[4]), also unbeeinflusst durch die Experimentalgeologie Daubrée's, im Harz ermittelt und bereits in zwei in der Februar- und März-Sitzung dieses Winters vor der Deutschen geologischen Gesellschaft gehaltenen Vorträgen als eine über den Wechsel der örtlichen Bedingungen hinaus allgemein gesetzmässige Verzerrung der in ihrer ersten Anlage aus SW. gegen NO. streichenden niederländischen (erzgebirgischen) Falten der palaeozoischen[5]) Gebirgs-

---

[1]) Unverständlich ist mir danach geblieben, wenn Liebe sagt, dass das gesammte ostthüringische Devon nebst den jüngeren Systemen »keine Spur« dieser abweichend orientirten Sattelungen aufweise (a. a. O. S. 41). Im Frankenwalde streicht nach v. Gümbel (Fichtelgeb. S. 634) das Oberdevon und der Culm zwischen der Wurzbacher Forst und dem Geroldsgrüner Wald meilenweit von N. gegen S.

[2]) Fichtelgebirge, S. 635.

[3]) Dieses Jahrb. 1881, S. 1 ff., vergl. zumal S. 31 ff.

[4]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXIV., S. 177.

[5]) Dass sich dieselbe Verzerrung mit der Zeit auch u. a. für den Faltenbau der krystallinischen Schiefer Sachsens werde nachweisen lassen, darauf deutet eine ganze Reihe von Erscheinungen aus der älteren u. neueren Kartirung hin: ich zweifle nicht daran, dass man sie verwerthen wird, sobald die letztere weiter gegen die Elbe hin vorgerückt sein wird, wo das hercynische Faltensystem die Herrschaft gewinnt. Der wichtigste Punkt scheint mir der Zusammenhang des Erzgebirgs mit dem Sächs. Mittelgebirge in der Gegend zwischen Rosswein und Siebenlehn zu sein. Ich nehme keinen Anstand jetzt schon die dem Mittelgebirge zugekehrte Seite des Erzgebirgs für die Concavseite des hercynisch deformirten erzgebirgischen Hauptsattels zu erklären.

körper von den Ardennen bis zum sächsischen Erz- und Mittelgebirge darzuthun versucht habe.

Die augenfälligste Eigenschaft des Grundrisses solcher gesetzmässig verzerrten Erzgebirgsfalten, die gegen SO. und O. gekehrte Convexität der im NO. immer mehr in die Meridianrichtung umgestauten, und daher immer mehr der Hercyn- oder Frankenwaldrichtung angenäherten Hauptsättel, tritt aus der Liebe-Zimmermann'schen Uebersichtskarte nicht nur an dem bereits angezogenen grösseren nordöstlichen, sondern auch an dem kleineren südwestlichen erzgebirgischen Cambriumsattel südlich von Saalburg recht deutlich hervor und ebenso die gegenüberliegenden Concavseiten beider Cambriumsättel[1]). Ein ferneres charakteristisches Merkmal, die Zugwirkungen, die sich im NW. und W. des Hauptsattels gegen dessen Concavseite hin zu erkennen geben, wird ebenfalls nicht vermisst. Als solche fasse ich einmal das Verhalten der Sättel des Untern Culms im Oberen Culm zwischen Leutenberg im SW. und Auma im NO. und dasjenige der Oberdevonsättel im Unteren Culm in der Gegend zwischen Schleiz und Auma auf, indem in beiden Fällen die Sättel im SW. dicht geschaart sich herausheben, nach NO. hinzu aber immer vereinzelter auftreten, bis sie jenseits des Meridians von Auma ganz aufhören. Damit im Zusammenhang steht dann der fernere Umstand, dass das ganze zwischen dem ältesten und jüngsten gleichsinnig gefalteten Formationsglied, also diesmal zwischen Cambrium und Ober-Culm, auf der Concavseite des Hauptsattels anstehende Profil von SW. gegen NO. und NNO. immer schmäler wird (westlich von Schleiz 7, nordöstlich von Weida nur mehr 2 Kilometer), indem sich nicht nur die mittlere Breite, mit welcher die einzelnen Formationsglieder ausstreichen, stets mehr einengt, sondern auch

---

[1]) Ein Blick auf die Liebe's Karte gegen W. fortsetzende Geognostische Uebersichtskarte des thüringischen Schiefergebirgs von R. Richter (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXI., Taf. V, 1867) und ein solcher auf die neuerdings von Loretz veröffentlichte Karte des südwestlichen Antheils dieser ersteren (Dieses Jahrb. 1881, Taf. VI) zeigt diese gegen NNO. immer mehr sich aufbäumenden, gegen O. convexen, gegen W. concaven Falten auf weite Erstreckung hin.

das Profil immer lückenhafter wird[1]): südlich von Weida fällt zuerst das Mittel- und Obersilur aus, südöstlich davon das Unterdevon, östlich davon das Mitteldevon, so dass an der angegebenen engsten Stelle im NO. von Weida nur mehr Oberdevon und Unter-Culm zwischen dem Untersilur und Ober-Culm anstehen. Ja, die auf der Concavseite bemerkbare Schichtenverschmälerung im Einzelnen dauert mit dem fast ganz in die Meridianrichtung übergegangenen Streichen noch weiter gegen N. fort; sie überträgt sich nur mit dem Untertauchen des Cambriums und dem Uebergange des Hauptsattels auf das nächst jüngere Formationsglied ebenfalls auf hangendere Schichtgruppen, wie die bis über das Wipsenthal bei Gera hinaus stets zunehmende Verschmälerung des Unter-Culms zeigt.

Die Wiederholung analoger Erscheinungen, nur z. Th. in noch verstärkterem Maasse, in dem durch v. Gümbel dargestellten Gebiete westlich und südwestlich von Hirschberg, wo beispielsweise am Oberlauf des Issigbachs devonischer Schalstein und gar Ober-Culm auf längere Erstreckung an die Concavseite der verzerrten Cambrischen Falte angrenzen, bestärkt mich in meiner Anschauung, die sich, abgesehen von dem hervorgehobenen Differenzpunkt, wesentlich auf die Darstellung Liebe's stützt. Denn, wenn auch dieser durch scharfsinnige Beobachtungsgabe und Treue im Kleinen ausgezeichnete Forscher reichlich Beweise dafür beigebracht hat, dass Schwankungen in der Höhenlage des Meeresspiegels, spärlichere oder ausgiebigere Einschaltung eruptiver Decken und Tuffe und dergleichen von Haus aus vielfach übergreifende Lagerung, namentlich des Unterdevon auf Silur, sowie des Oberdevon und Culm auf den älteren Schichten, oder ungleiche Mächtigkeit oder eine mit örtlicher Wiederzerstörung der Sedimente zusammenhängende Lückenhaftigkeit der Formationsglieder bedingt haben[2]), so schreibt er doch völlig übereinstimmend mit den im Harz und

---

[1]) Dieser letztere Umstand ist besonders wichtig, da er auf Verwerfungen hinweist, während die Verringerung der Breite schlechthin nach Liebe's Mittheilungen (a. a. O. S. 30 ff.) ja allerdings auch z. Th. mit ursprünglicher geringerer Mächtigkeit der Ablagerungen im NO. in Zusammenhang steht.

[2]) Vergl. Die Seebedeckungen Ostthüringens, 1881, sowie a. a. O. S. 30 bis 37.

Fichtelgebirge gewonnenen Resultaten den Hauptfaltungsakt der palaeozoischen Kerne einer postculmischen Faltung zu, die sich aus den zwei schon mehrfach betonten, nahezu rechtwinklig aufeinanderstehenden, zeitlich nur relativ von einander verschiedenen Druckwirkungen zusammensetzte: der vorwaltenden älteren Erzgebirgssattelung (niederländische Falten) und der für diese Gebiete mehr zurücktretenden nur wenig jüngeren Frankenwald-Sattelung (hercynische Falten)[1]. Dass die hercynische Sattelung nun nicht etwa allein westlich im Frankenwalde, wo »sie auch im äusserlichen Auftreten imponirt«, sich in der Schichtenstellung geltend macht, vielmehr »allenthalben — bis zum äussersten Nordosten — noch Spuren ihres Waltens hinterlassen hat« hebt LIEBE ausdrücklich hervor[2]. Da nun aber zu diesen Spuren auch nordsüdlich »ungefähr h. 12« (a. a. O. S. 51) oder »h. 1 bis h. 11« (a. a. O. S. 80) verlaufende Verwerfungs- und Eruptivgangspalten gehören, die, ganz analog zu meiner Theorie vom Harz, »als Resultirende aus der vereinigten Wirkung der vom Erzgebirge und Frankenwald ausgehenden pressenden Kräfte«, aufgefasst werden, so scheint es mir um so ungezwungener, auch die h. 1 und die rechtwinklig dazu h. 7 streichenden Falten als Ausgleichung der beiden Druckwirkungen anzusehen[3], als nach LIEBE's eigener (a. a. O. S. 115) und nach v. GÜMBEL's Darstellung die nahezu im Meridian streichenden Spalten nicht selten in gleichgerichteten Falten aufzutreten pflegen (Eisensteingänge im Leuchtholze SO. von Hirschberg und nördlich und südlich der Thüringischen

---

[1]) a. a. O. S. 38 ff.

[2]) a. a. O. S. 40.

[3]) Dabei können die LIEBE's Urtheil sichtlich bestimmenden feinen Detailbeobachtungen über eine jüngere Kreuzung der h. 1 streichenden Falten und Gangmassen durch erzgebirgische oder frankenwälder Faltung (a. a. O. S. 115) sehr wohl zu Recht bestehen bleiben, indem ja alle Faltungserscheinungen nicht als ein einziger Act, sondern als eine auf lange Zeit vertheilte wiederholte Wirkung angesehen werden müssen, wie dies z. B. schon daraus hervorgeht, dass auf der Nordseite des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges die productive Steinkohlenformation concordant mit den älteren palaeozoischen Schichten gefaltet erscheint, während sie auf der Südseite bei Saarbrücken concordant zu dem discordant auf den Schichtenköpfen des Devon's liegenden Rothliegenden lagert (vergl. weiter hinten).

Muschwitz bei Untersteben, Quarzgänge mit silberhaltigem Bleiglanz nördlich von Greiz, Lamprophyrgang östlich von Tschirn in nordsüdlich streichenden Culmschichten, desgl. am Galgenberge westlich Bernstein u. s. w.).

Fassen wir alle diese Momente zusammen, so ergiebt sich, dass Liebe's Zone des hochgradigsten Regionalmetamorphismus in Ostthüringen auf der Convexseite eines theilweise aus der SW.—NO.-Richtung in die SSW.—NNO.-Richtung umgestauten erzgebirgischen Hauptsattels auftritt. Je weniger die hercynische Sattelung in den bereits mehr oder weniger versteiften erzgebirgischen Falten zum vollen Ausdruck gelangen konnte, je mehr Widerstand sie fand und je weniger dieser Widerstand durch eine grossartige Zerspaltung des Gebirgsantheils überwunden wurde, um so mehr musste sich Arbeit in Wärme umsetzen, um so mehr wurde dadurch die Umkrystallisirung gefördert. Das ist jener Dislocationsmetamorphismus, den ich im Wesentlichen schon 1869[1]) mit dem Hinweis auf Mayer, Joule, Clausius, Tyndall[2]) als vorstellbar erörtert habe, nachdem ich im Harz erkannt hatte, »dass nördlich der Sattelaxe der liegenden (Tanner-) Grauwacke zwischen den beiden grossen Granitmassen des Rammbergs und Brockens die abweichende halbkrystallinische oder krystallinische Beschaffenheit mancher Schichten in Uebereinstimmung steht mit den gesteigerten physikalischen Störungen der ganzen Schichtenfolge[3])«. Wohl noch besser vergleichbar mit dem Liebe'schen Gebiete ist der Südostharz. Die in den Erläuterungen zu den Blättern Wippra und Schwenda (auch Pansfelde und Harzgerode) gegebenen Details bringen dafür die Belege.

Im rheinisch-westfälisch-brabantisch-ardennischen Schiefergebirge hercynische Verzerrungen an den niederlän-

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXI., S. 324.

[2]) Heute würde vor Allem auf Spring's berühmte Experimente zu verweisen sein, wie dies in der fünften Auflage der Credner'schen Elemente der Geologie mit anerkennenswerther Objectivität in dem über den »Stauungsmetamorphismus« handelnden Abschnitte denn auch bereits geschehen ist.

[3]) a. a. O. S. 327.

dischen Falten erkennen zu wollen, wie ich dies ausgesprochen habe[1]), mag Manchem befremdlich erscheinen. Es liegt aber zunächst gar kein Grund vor, warum ein so grosser Gebirgskörper von den Wirkungen jener relativ jüngeren Druckwirkung durchaus verschont geblieben sein sollte. Ein prüfender Blick in dieser Hinsicht schien um so mehr angezeigt, als die politische Zertheilung dieses Körpers ebensowohl als seine weite Ausdehnung eine übersichtliche Darstellung des Ganzen bisher nicht zu Stande kommen liess, so dass das sehr reiche, aber ungleich vertheilte Material, welches den zusammenfassenden grossen Arbeiten v. Dechen's, A. Dumont's, Gosselet's, Dewalque's u. s. w. zu Grunde liegt, nicht zum vollen wissenschaftlichen Bewusstsein gelangen kann. Was speciell meine Heimath Rheinland-Westfalen angeht, in der ich mir als Bergmann den ersten Blick für Lagerungsverhältnisse erworben habe, so verdankt dieselbe zumal der unermüdlichen hervorragenden Thätigkeit H. v. Dechen's, sowohl an eigenen Leistungen, als an den durch sein Beispiel, seine Anregung und Förderung hervorgerufenen zahlreicher Mitarbeiter und Nacheiferer, einen solchen Schatz an Einzelbeobachtungen und an positiven Resultaten, und die Kgl. Bergbehörde ist durch die geologische Landesanstalt und durch die gewissenhafte geologisch-montanistische Beschreibung der einzelnen Bergreviere ganz in seinem Geiste fortwährend so sehr bestrebt, diesen Schatz ebenso nutzbar zu machen, wie anzureichern, dass darin eine besondere Aufforderung lag, die Erfahrungen vom Harze her gerade hier versuchsweise zu verwerthen; vom Harze her, »denn schon seit Lasius' berühmter Beschreibung des Harzes haben die Geologen niemals aufgehört, das Harzgebirge als ein Kleinod unter den für ihre Wissenschaft klassischen Gegenden Norddeutschlands zu betrachten« (v. Dechen, Sitzungsber. d. niederrhein. Gesellschaft in Bonn, 5. Dec. 1870, S. 214). Nicht zum wenigsten ermunternd wirkte dabei der Wetteifer ein, welchen die Geologen in Brüssel, Löwen, Lüttich und Lille in der Erforschung ihrer Heimath auf der durch d'Omalius d'Halloy und A. Dumont gelegten Grund-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Februar- und März-Sitzung des Jahres 1885.

lage bekunden, und die Betheiligung A. v. Lasaulx's an diesem Wettstreite. Zugleich handelte es sich für mich darum, noch einige feste Punkte zur Lösung der Taunusfrage zu gewinnen, über welcher mein Freund und College Karl Koch leider weggestorben ist, ohne dass es ihm vergönnt gewesen wäre, seine Untersuchungen auf der rechten Rheinseite zu vollenden und deren Ergebnisse auch auf das linksrheinische Gebiet zu übertragen, von dem her ich früher eine in mancher Hinsicht von der seinigen nicht wenig verschiedene[1]) Auffassung gewonnen hatte. Es schien mir dies aber um so erforderlicher, als v. Dechen in der 2. Ausgabe der Uebersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen behufs Herstellung eines einheitlichen Bildes des rechts- und linksrheinischen Taunus sich genöthigt gesehen hat, nicht nur von meiner älteren, sondern auch von Koch's jüngster Darstellung in nicht unwichtigen Punkten abzuweichen[2]) und zudem beide Stufen der »älteren Taunus-Gesteine« Koch's geradezu als »azoisch[3])« bezeichnet hat.

In seinem geistreichen grundlegenden, aber nicht gründlich durchgearbeiteten Schreiben an C. C. v. Leonhard »über die geognostischen Systeme von Deutschland« (1824) hat Leopold v. Buch[4]) nicht so sehr vier Erhebungssysteme im Sinne Élie de Beaumont's, als vielmehr vier geologisch-geographische Provinzen unterschieden, wie dies schon daraus ersichtlich ist, dass er unter anderem das Erzgebirge in sein durch die NW.—SO.-Richtung der Ketten ausgezeichnetes »nordöstliches« (sudetisches, hercynisches) System einreiht; noch weniger aber sind unter diesen

---

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1877, Bd. XXIX, S. 341 ff.

[2]) Koch hat in seiner letzten grösseren Arbeit über die Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten (Dieses Jahrb. 1880, S. 190 ff.) im Rhein-Nahe-Profil (Taf. VI, Prof. III) die dem Taunusquarzit des Rochusberg und dessen Fortsetzung jenseits der Nahe auflagernden Sericitschiefer als eine Mulde von unterdevonischem Hunsrückschiefer dargestellt, die Uebersichtskarte giebt dieselben dagegen als azoische ältere Gesteine des Taunus an.

[3]) In den Erläuterungen (Bd. II, pag. 1) findet sich dafür der noch bestimmtere Ausdruck huronisches oder Urschiefer-System.

[4]) Gesammelte Schriften, herausgegeben durch J. Ewald, J. Roth und W. Dames, 3. Bd., S. 218, Taf. VI.

vier Systemen vier Sattelungs- oder Faltungsrichtungen zu verstehen, wie das am klarsten daraus hervorgeht, dass sich die für v. BUCH's Rhein-System (oberrheinisches, Schwarzwald-Vogesen-System) charakteristische, nahezu nordsüdliche Richtung (N. 15° O.) nicht aus der inneren Struktur, sondern aus den dem Rhein zugekehrten Bruchrändern der oberrheinischen Gebirge herleitet. Der Umstand aber, dass »das grosse und breite Grauwackengebirge, welches der Rhein von Bingen bis Bonn durchschneidet, bei seinem ersten Auftreten in SW.[1]) völlig den Charakter eines Kettengebirges hat«, dessen »Grenze von SW. in NO., von der Saar bis nach Friedberg läuft«, hat es bewirkt, dass wir gewohnt sind, das Generalstreichen der niederländischen Falten nach den Quarzitketten des Taunus und seiner linksrheinischen Fortsetzungen anzugeben[2]). Die Auffassung von dem Querprofil durch diese Falten ist dagegen nicht aus diesen SO.-Randketten des Gebirges, sondern in erster Linie aus den Steinkohlengruben der Eschweiler und Worm-Mulde bei Aachen und den Mulden der Ruhrgegend, also gegentheilig vielmehr vom Nordrande des Gebirges hergeleitet. Zumal der Gegensatz der steilstehenden oder widersinnig gegen N. übergekippten Südflügel der Kohlenmulden zu den flacher gelagerten, dafür aber oft längs südöstlich einfallender Wechselklüfte überschobenen Nordflügeln, sowie der damit im Zusammenhange stehende Unterschied von »Rechten« (dressants) und »Platten« (plateures) hat die berechtigte Vorstellung erweckt, dass »die Aufrichtung der Schichten durch einen horizontalen oder tangentialen Druck oder Pressung von SO. her erfolgt« sei[3]). So berechtigt nun aber diese generelle Anschauung für das vorherrschende Generalstreichen und die vorherrschende einseitig gegen NW. zusammengeschobene, überkippte oder überschobene Sattelung des zweifelsohne ursprünglich grösstentheils rein niederländischen

---

[1]) v. BUCH, a. a. O. S. 221, müsste wohl richtiger in SO. heissen.

[2]) Vergl. v. DECHEN, Geol. u. Palaeont. Uebersicht d. Rheinprov. u. d. Prov. Westfalen, Erläuter. Bd. II, S. 4.

[3]) v. DECHEN, a. a. O. S. 4 und anderwärts; überdies vergl. besonders die hervorragenden Auseinandersetzungen der BAUR'schen Aufsätze, zumal KARSTEN und v. DECHEN Arch., Bd. XX., S. 352 ff.

Faltenbaues, wenigstens auf deutschem Gebiete ist, so scheint sie mir gleichwohl unzureichend, um die nicht schematisch nach dem Generalstreichen und -fallen, sondern nach den thatsächlichen Beobachtungen im Einzelnen beurtheilten Grundrisse und Profile der Falten zu erklären.

Für dieses Detail des Faltenbaues reichen die an die Thurmann'schen und selbst die Heim'schen Faltungsschemata geknüpften Vorstellungen sichtlich nicht aus. Wer immer den gerade in solchen durch den Bergbau aufgeschlossenen Einzelheiten sehr treuen Angaben v. Dechen's in den Beschreibungen der Eschweiler, der Worm-Mulde und des Ruhrgebietes[1]) folgt, oder besser noch, wer die durch unsere Bergbehörden herausgegebenen Uebersichtskarten und Profile dieser Mulden, z. B. diejenige der Worm-Mulde in der Beschreibung des Bergreviers Aachen[2]) aufmerksam betrachtet, wird viel mehr Aehnlichkeit mit dem Baue der nach bestimmten Richtungen verzerrten und windschief verbogenen Mulden des Harzes und Frankenwaldes entdecken, als mit den langgestreckten Faltenlinien des Kettenjura. Eine vollständige Gleichheit wird man freilich nicht erwarten dürfen, da dies auch bei völliger Uebereinstimmung der ursprünglichen Mächtigkeits-, Lagerungs- und Faciesverhältnisse überdies nicht nur die gleiche Art, sondern auch den gleichen Grad der beiden einander sich kreuzenden und ein wenig altersverschiedenen Druckwirkungen zur Voraussetzung haben würde. Im Harze sind diese Wirkungen sichtlich viel stärker aufgetreten, da sie bis zur Aufpressung so umfangreicher Granitmassen in das Niveau der heutigen Erosionsfläche geführt haben. Darum eben sind dort die Verzerrungsformen der Sättel und Mulden durchschnittlich viel schärfer ausgeprägt.

Zieht man diesen Umstand in Betracht, so sind die Gesetzmässigkeit der Verzerrung und der Zusammenhang zwischen Falten und Spalten in ihren Grundzügen die gleichen wie die

---

[1]) Vergl. auch als wichtige Ergänzung zu den Erläuterungen der geolog. Karte der Rheinprov. u. d. Prov. Westfalen, II. Th. »Die nutzbar. Mineral. u. Gebirgsart. im Deutschen Reiche« von demselben Autor.

[2]) Bearbeitet im Auftrage des Kgl. Oberbergamts zu Bonn von H. Wagner, Kgl. Bergrath, Bonn 1881.

vom Harze her nachgewiesenen. An dem Grundrisse der Mulden tritt die Ungleichheit der von der Hauptmuldenwendung auslaufenden Muldenschenkel sichtlich hervor. Diejenigen darunter, deren Hauptmuldenlinie sich gegen NO. senkt und gegen SW. aushebt, zeigen Verzerrungen ähnlich denjenigen der Selkemulde auf der Ostseite des Rammbergs im Harze, welche im Text zu Blatt Pansfelde ihre Erläuterung gefunden haben. Der südöstliche Muldenschenkel solcher Mulden ist gerader gestreckt und mehr aus WSW. gegen ONO. gerichtet, der nordwestliche zeigt viel mehr Special-Falten oder -Ueberschiebungen (Wechsel) und bäumt sich so zu sagen zugleich, entsprechend der Convexseite eines Hauptsattels in seinem Liegenden immer mehr gegen NNO., N., oder gar NNW. und NW. auf. Beispiele dafür bieten die Schenkel der Worm-Mulde[1]), die von der Haupt-Muldenwende bei Horath nördlich Barmen divergirenden Flügel des Ruhrkohlenmuldensystems[2]), diejenigen der Mulde voll Flötzleeren Sandsteins SW. von Arnsberg[3]) und auch die Flügel der Lahnmulde, so weit sich deren Bau schon einigermaassen klar übersehen lässt. An Einzelzügen sei noch hervorgehoben: In den nördlichst bekannt gewordenen Specialmulden des NW.-Flügels der Wormmulde (Domanialgrube) westlich Herzogenrath haben die nordwestlichen Muldenschenkel bereits ein nahezu südnördliches Streichen angenommen, ebenso der nordwestliche Sattelflügel der nördlichsten Grube Anna östlich von Herzogenrath; dabei ist der Nordwestflügel der Wormmulde von sieben, wie die »Platten«, nur etwas steiler, einfallenden Wechselüberschiebungen[4]) durchsetzt, während der Südostflügel von nahezu streichenden Störungslinien nur eine steil gegen S. fallende Ver-

---

[1]) Vergl. Anm. 2 auf der vorstehend. Seite.

[2]) Vergl. die geognost. Uebersichtskarte d. Westfäl. Steinkohlengebirges, im Auftrage d. Kgl. Ober-Berg-Amts zu Dortmund bearbeitet.

[3]) Vergl. v. Dechen's Geolog. Uebersichtskarte und die Blätter Dortmund und Lüdenscheid der zugehörigen Specialkarte (1 : 80000).

[4]) Vergl. auch den »Sutan« im Nordwestflügel des Ruhrkohlenmuldensystems, in dessen Hangendem die Flötze 200 bis 300 Meter höher lagern, als im Liegenden (Köhler, Ueber d. Störung. i. Westfäl. Steinkohlengeb. u. deren Entstehung, in Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, Bd. XXVIII, S. 199).

werfungskluft aufweist[1]). Windschiefe Verbiegungen in dem Verlaufe der Kohlenflötze sind ebensowohl aus den detaillirten Beschreibungen v. Dechen's, Lottner's[2]) u. A., als aus den Profildarstellungen Köhler's[3]) und den noch viel umfang- und inhaltreicheren Profiltafeln zu der Flötzkarte des Westfälischen Steinkohlenbeckens (2. Auflage)[4]) zu erkennen: daraus sei beispielsweise hier nur des Umstandes gedacht, dass die Muldensüdflügel in ein und derselben Flucht des Fortstreichens bald rechtsinnig, bald widersinnig einfallen, und dass im letzteren Falle die Sattel- und Muldenlinien ausserhalb der »Rechten« verlaufen. Störungslinien, die nahezu dem Schichtenstreichen folgen, lassen sich auf den Detailblättern der v. Dechen'schen Karte am besten in der Schichtengruppe zwischen der oberen Grenze des Unterdevons oder des Lenneschiefers und dem Flötzleeren im Liegenden der auf der Nordseite des Gebirgskörpers concordant mit Culm und Devon gelagerten productiven Kohlenformation nachweisen, wofür die »Erläuterungen« zahlreiche Belege geben. In den südwestwärts aushebenden Mulden haben, wie in der Selkemulde im Harz, zumal nordöstlich von der Muldenwendung und überdies im ostwärts daran angrenzenden Theile des Südostflügels Niederziehungen der relativ jüngeren Schichtengruppen stattgefunden, so z. B. recht auffällig nächst der Muldenwendung bei Küntrop südwestlich von Arnsberg, wo zuerst gegen SW. und dann O. das Oberdevon, einzelne Stellen ausgenommen, mehrere Meilen lang bis zur Henne oberhalb Meschede[5]) unter Unterdrückung des mitteldevonischen Massenkalks direct an den Lenneschiefer angrenzt[6]);

---

[1]) Vergl. Wagner a. a. O. Blatt I, Prof. AB.

[2]) Geogn. Skizze des Westfäl. Steinkohlengebirges.

[3]) a. a. O.

[4]) Herausgegeben von der berggewerkschaftl. Kasse zu Bochum.

[5]) d. h. bis dahin, wo das widersinnige, überschobene Einfallen des Lenneschiefers beginnt, dessen Faltenbau mitsammt den eingelagerten, durch die Erosion isolirten Mulden des jüngeren Mitteldevons, Oberdevons und selbst Unter- und Mittelcarbons (Attendorner Doppelmulde) die windschief gedrehte Struktur des Gebirgskörpers recht erkenntlich macht (vergl. hierzu v. Dechen, Erläuterungen, S. 154).

[6]) v. Dechen, Erläuterungen, S. 168.

so weiter östlich in der Muldenbucht südsüdöstlich von dem Briloner und dem Enkeberger Sattel, wo dieselben Kalke oder deren Eisensteinäquivalente vom Briloner Eisenberge bis Padberg ebenfalls allermeistens unterdrückt sind, zugleich aber eine widersinnige Ueberschiebung vom südsüdöstlich angrenzenden Lenneschiefer-Hauptsattel her stattfindet; so endlich in der Lahnmulde, deren Störungen auf der gegen den Taunus gekehrten Seite nahe der Muldenwendung KOCH ausdrücklich hervorgehoben und in seinem Profile zwischen Lahn und Main abgebildet hat[1]).

Ein Theil dieser Störungslinien, soweit dieselben rechtsinnige Sprünge bilden, folgt den Oberharzer Erzgängen und der Selke-Spalte (vergl. Blatt Pansfelde) in Stunde 7 bis 9 mit südsüdwestlichem Einfallen, wie z. B. der Westliche Hauptsprung und die Richtericher Störung in der Wormmulde.

Verwerfungen in den nordwärts und nordwestwärts umgestauten NW.-Flügeln solcher Mulden nähern sich, wie z. B. die auf der Ostseite des Briloner Schiefer- und Kalksattels, in ihrer Richtung von Stunde 10 an häufig ebenfalls mehr oder weniger dem Meridian und gehören dann in die Kategorie der ostwärts fallenden Hauptsprünge mit auf der Ostseite tiefer liegenden Schichten, vergleichbar der Oder- und der Ackerspalte im Harz, dem Feldbiss, der Münster- und der Sandgewand, den Lintorfer Erzgängen, dem durch KAYSER nachgewiesenen Sprung westlich der Rupbach, dem Altenbürener Sprung und vielen anderen, z. Th. aus den Kohlenmulden bis in's Devon fortsetzenden Verwerfungen, die bald relativ jünger sind als die beiderseits angrenzenden Falten und Wechsel, bald die Grenze zweier verschieden stark gefalteten Gebirgsstücke bilden, auch, wie z. B. der Grosse Biss in der

[1]) Dieses Jahrbuch, 1880, S. 197, 199, 210, Taf. VI, Prof. I. Nur sei erwähnt, dass die Rolle, welche KOCH dem Diabas und Lahnporphyr in diesem Profile angewiesen hat, indem er beide Eruptivgesteine als die Falten durchschneidend und als Ursache der Störung annahm, unerwiesen und dem aus der Gesammtheit der Erfahrungen vom Rhein, Harz, Fichtelgebirge, Frankenwalde und Vogtlande her abgeleiteten Urtheile widerstreitend ist. Die Diabase und der Lahnporphyr KOCH's (Keratophyr z. Th.) sind älter als die postculmische oder postcarbonische Faltung und beweisen dies durch ihre Tuffbildungen (Schalstein etc.).

Wormmulde, in Verwerfungen der erstgenannten Art übergehen, so dass sie windschiefe, nach zwei entgegengesetzten Richtungen verwerfende Flächen darstellen.

Unter denjenigen rheinisch-westfälischen Mulden, welche umgekehrt wie die bisher betrachteten, gegen NO. beziehungsweise gegen NNO. ausheben, indem ihre Muldenlinie in der entgegengesetzten Richtung einsenkt, und welche man füglich mit dem der Selke-Mulde gegenüberliegenden Antheile der Harzer Südmulde westlich und südlich von Stiege vergleichen kann, ladet besonders die Mulde von Bergisch-Gladbach zu einer kurzen Betrachtung ein. Georg Meyer's Dissertation über diese durch Beyrich's Abhandlung[1]) berühmte Gegend[2]), angeregt und wohlberathen durch Clemens Schlüter, hat auf Grund sehr sorgfältiger stratographischer und palaeontologischer Untersuchungen ein recht klares Bild von der Gliederung und Lagerung der Kalkmulde gezeichnet, dessen Verständniss noch wesentlich erleichtert wird, wenn man die vortreffliche, durch meinen Collegen Schneider entworfene Lagerstättenkarte[3]) zur Hand nimmt. Die äussere Begrenzung zeigt die umgekehrte Verzerrungsform wie diejenige der vorher besprochenen Mulden: d. h. hier streicht der nordwestliche Muldenflügel mehr in WSW. bis ONO., als das Generalstreichen, der südöstliche dagegen mehr in SWS. bis NON.; letzterer liegt in der Concavseite des südöstlich angrenzenden Hauptsattels und danach steht zu erwarten, dass nach dieser Seite hin Zugwirkung die Schichten gesenkt habe. In der That grenzt hier überall zwischen Bensberg und Dürscheid und darüber hinaus bis fast zum Muldenwendungspunkt die Zone mit *Spirifer hians*, d. h. die als zweitoberste[4]) Abtheilung des Stringocephalen-Devons von G. Meyer erkannte, in meistens steil aufgerichteten

---

[1]) Beiträge z. Kenntniss d. Versteinerung. d. rhein. Schiefergebirges, 1837.

[2]) Der mitteldevonische Kalk von Paffrath, Bonn, 1879.

[3]) Karte der Lagerstätten nutzbarer Mineralien in der Umgegend von Bensberg und Ründeroth etc. Herausgegeben vom Königl. Ober-Berg-Amte zu Bonn (1 : 20000).

[4]) Von den nur local durch die Erosion verschonten Homburger Schichten abgesehen, die oberste Zone.

und gegen SO. einfallenden Schichten gegen den das Liegende der Gesammtmulde bildenden, bald nordwestlich, bald südöstlich einfallenden[1]) Lenneschiefer in ungleichförmiger Lagerung an. Die Annahme einer mit Ueberschiebung verknüpften Schichtenverbiegung oder spiesseckigen Störung, die längs der Südost-Grenze je mehr gegen NO. um so jüngere Schichten mit dem Lenneschiefer in Berührung bringt, scheint um so gerechtfertigter, als weiter südwestlich bei Refrath im Südostflügel der Mulde wesentlich ältere Schichten aus der Zone des *Cyathophyllum hexagonum* in regelmässig synklinaler Lagerung anstehen. Dazu kommt noch, dass die drei im Innern der Mulde nachgewiesenen Specialsättel (»Antiklinalen«) nicht der äusseren Muldengrenze conform, sondern schräg dagegen streichen[2]), dass die zwei südöstlichsten darunter zufolge einer partiellen Umstauung in die S. — N. - Richtung den gegen OSO. gekehrten Convexknick nicht vermissen lassen, und dass der der Convexseite der Gesammtmulde zunächst liegende Sattel strichweise in beiden Flügeln gegen SO. oder O. einfällt, während er zugleich im Widerspruche mit dem nordöstlichen Ausheben der Hauptmuldenlinie im Südwesten ältere Schichten, als im Nordosten zu Tage treten lässt.

Diese Grundzüge der gesetzmässigen Verzerrung der Mulde von Bergisch-Gladbach oder Paffrath kehren anderwärts wieder; sie erinnern mich z. B. sofort an die Südost- und Südgrenze des Mittel- und Oberdevons im Elbingeroder Muldensystem, wo eben auch gerade die relativ jüngsten Formationsglieder, Stringocephalenkalk mit zahlreichen und grossen Exemplaren des *Stringocephalus* nebst *Murchisonia* und *Pleurotomaria* am Katzenberg bei Lucashof[3]), Iberger Kalk und örtlich, wie am Bergfelde[4]), dessen jüngste

[1]) Bezüglich der Schichtenstellung vergl. auch: E. Buff, Beschreibung des Bergreviers Deutz, 1882, S. 14 ff.

[2]) Darum ist das Aufruhen der Uncites-Schichten »mit SO.-Einfallen concordant auf den ebenso einfallenden Lenneschiefern« auf der NO.-Seite der Mulde schwerlich eine regelmässige Lagerung, wie G. Meyer (a. a. O. S. 32) anzunehmen scheint.

[3]) cfr. Beyrich in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XX, S. 216.

[4]) Vergl. auch F. A. Roemer, Beiträge z. geol. Kenntniss d. nordw. Harzgeb., 4. Abtheilg., 1860, Palaeontograph., S. 159.

Brachiopoden-Zone bei Rübeland, Schalstein zwischen Neuwerk und Hüttenrode u. s. w., längs Störungs- beziehungsweise Ueberschiebungslinien gegen die älteren Formationsglieder angrenzen.

Dieselben Erscheinungen wiederholen sich an der Südostseite der Eifeler Kalkmulden, so z. B. auf der Südostseite der Prümer und der Blankenheimer Mulde, worüber man die Dewalque'sche Karte (1879) von Belgien und den benachbarten Provinzen vergleichen mag[1]). Denn wenn auch, Angesichts der complicirten Struktur dieser Mulden, welche die vortrefflichen Untersuchungen von Eugen Schulz über die Eifelkalkmulde von Hillesheim[2]) uns dargelegt hat, dem Ausspruche v. Dechen's über das »schematische Gepräge« jener Karte, soweit sie die Eifelmulden betrifft, die Berechtigung nicht abgesprochen werden kann, so handelt es sich ja hier nur um die groben Grundzüge der Muldenstruktur. Für das directe Angrenzen der »obersten Schichten des Stringocephalenkalks« an das Unterdevon längs der gestörten Südostseite der grossen Prümer Mulde gegenüber dem Büdesheimer Oberdevon stimmen überdies die Angaben[3]) in E. Kayser's bahnbrechender Abhandlung vollständig mit der Dewalque'schen Darstellung überein und das in der gleichen Abhandlung dargestellte Profil No. 8a[4]) durch jenes Oberdevon zeigt im eingeengtesten Querprofile durch die Mulde deutlich den von SO. her überschobenen[5]) Faltenbau längs der gestörten Seite, sichtlich analog

---

[1]) Dabei darf man nicht vergessen, dass Dewalque die nach deutscher Auffassung noch in's Unterdevon gehörigen Schichten von Waxweiler und Daleiden bereits mit den Calceola-Schichten des Mitteldevons vereinigt hat.

[2]) Dieses Jahrb für 1882, pag. 158 ff., Taf. XIX u. XX.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1871, Bd. XXIII, S. 304.

[4]) a. a. O. Taf. VI.

[5]) E. Schulz hat in seinen Profilen sichtlich von einer generellen theoretischen Vorstellung Abstand genommen und daher die meisten der von ihm grundrisslich nachgewiesenen Störungen durch Vertikallinien wiedergegeben: es schliesst das aber gewiss nicht aus, dass darunter auch Ueberschiebungen und nicht blos einfache Verwerfungen vorkommen, zumal solche Ueberschiebungen ja noch mehrfach in den einzelnen Kalkmulden der Eifel nachgewiesen sind, so bei Lissingen in d. Gerolsteiner durch E. Kayser u. am NO.-Ende der Sötenicher Mulde durch Murchison u. Sedgwick (vergl. E. Kayser, a. a. O. S. 305).

den Ueberschiebungen in G. MEYER's südöstlichster Antiklinale (Schmitzheide-Dürscheid)[1]. Da die Eifeler Kalkmulden aber ebensowohl gegen SW. als gegen NO. im älteren unterdevonischen Grauwackengebirge ausheben, so treten hier diese den Störungen der Bergisch-Gladbacher Mulde analogen Verzerrungsformen an der in der Concavität des angrenzenden Sattels liegenden Muldenconvexseite nicht allein auf, sondern an der gegenüberliegenden Muldenconcavseite zeigen sich zugleich Verzerrungen nach der entgegengesetzten Richtung. Wer z. B. Grundriss und Profile der am genausten erforschten Hillesheimer Mulde nach der Darstellung von EUGEN SCHULZ (a. a. O.) aufmerksam betrachtet[2], dem kann nicht entgehen, dass längs der Störungslinie an dem nordwestlichen Muldenrande, ganz wie in der Mulde südwestlich von Arnsberg zwischen Balve und Küntrop (vergl. S. 80), je mehr gegen SW. um so jüngere Schichten angrenzen. Um diese Seite der Hillesheimer Mulde aber besser als Concavseite zu erkennen, dazu bedarf es des in dem SCHULZ'schen Grundrisse nicht mehr ermöglichten Ueberblicks über den Zusammenhang der Hillesheimer Mulde mit der ihr nordöstlich vorlagernden und damit nur durch eine kurze, etwa 1000 Fuss breite Einschnürung des Mitteldevons verbundenen Ahrdorfer und mit der Prümer Mulde, welchen die v. DECHEN-sche und die DEWALQUE'sche Karte gestatten.

Die grelleren Farbencontraste der letzteren Karte, obzwar dem Schönheitsinne weniger schmeichelnd, gestatten dabei den für Betrachtungen über die Struktur der Gebirgskörper nicht hoch genug zu veranschlagenden — übrigens auch recht wohl mit einer harmonischen Auswahl der Farben vereinbaren[3] — Vortheil eines leichten Gesammtüberblicks über das ganze Muldensystem und über seine Lage zu den benachbarten und weiter entfernten Formationsgliedern. Dabei wird der eigenthümliche, u. A. bereits

---

[1]) a. a. O. S. 26 ff. u. 40.

[2]) Vergl. auch v. DECHEN, Erläuterungen, S. 146.

[3]) Selbstverständlich, falls der Preis der Karte dadurch nicht so sehr vertheuert wird, dass sie für weitere Kreise unzugänglich wird.

durch E. Kayser[1]) und v. Dechen[2]) hervorgehobene Umstand, dass das ganze Verbreitungsgebiet des Mitteldevons in der Eifel nicht sowohl dem südwestnordöstlichen Generalstreichen der Muldenlinien, als vielmehr der Meridian-Richtung folgt, Niemandem entgehen können. Im Lichte der vom Harze her dargelegten und im Vorstehenden auch an den rheinischen Falten nachgewiesenen gesetzmässigen Verzerrungen erkennt der Beschauer nunmehr die südnördliche Aufeinanderfolge der Eifeler Kalkmulden zwischen Prüm und Kirchheim (Euskirchen) als ein schraubenförmig rechtsgewundenes Korkzieher-Faltensystem, bedingt durch die Faltenverbiegung (Torsion), in welchem die NS.-Linie als die Resultirende aus der niederländischen und der rechtwinklig dazu stehenden relativ jüngeren hercynischen Streichrichtung die Torsions- oder Schraubenaxe[3]) darstellt. Damit übereinstimmend giebt Dumont an, dass zwischen Kelberg und Münstereifel östlich der Mitteldevonmulden auch in den Unterdevon-Schichten abweichend von dem südwestnordöstlichen Generalstreichen häufig N.—S.-Streichen herrscht[4]). Von der Prümer Mulde über Waxweiler, Wiltz in der Richtung auf Neufchateau hebt die Muldung in den obersten Gliedern des Unterdevons[5]) dagegen meilenweit langgestreckt in der NO.—SW.-Richtung aus, abermals also ein gegen OSO. und O. convexes Faltensystem. Der Vergleich dieses rechtsgedrehten Muldenbaues (Synklinalbaues) mit dem ebenso gedrehten Sattelbau (Antiklinalbau) der Tanner Grauwacke auf der Süd- und Ostseite des Rammberg-Granits im Harz ergiebt sich darnach von selbst, nicht minder aber auch der ursächliche Zusammenhang. Auf der Concavseite der also umgestauten und verbogenen Sattelaxe des Harzgebirges liegt der südostnordwestlich längsgestreckte Granitstock, auf der Concavseite der schraubenförmig aneinander-

---

[1]) a. a. O. S. 301.

[2]) Notiz über d. 2. Ausgabe d. geol. Uebersichtskarte, S. 361; Erläuterungen, S. 5.

[3]) Vergl. Ueb. d. Zusammenhg. zw. Falt., Spalt. u. Eruptivgest. i. Harz, S. 25.

[4]) Mémoire s. les terrains ardenn. et rhén., 1848, S. 570.

[5]) Von Dewalque, z. Th. als Mitteldevon dargestellt, vergl. Anm. 1 auf S. 84.

gereihten Folge der symmetrisch windschiefen[1]) Eifeler Kalkmulden liegt dagegen der Cambrische Hauptsattel des Hohen Venn's.

Es wird nun unsere Aufgabe sein, zu zeigen, dass dieser Hauptsattel, der seit der verdienstvollen Entdeckung des Granitits von Lamersdorf durch v. LASAULX[2]) die Aufmerksamkeit der das niederländische Faltensystem erforschenden Geologen in ganz besonderem Grade beanspruchen darf, dem dargelegten Torsionsgesetze entspricht und demnach seine Convexseite gegen die Eifel, seine Concavseite gegen Belgien kehrt. Vorher jedoch bleibt noch ein nicht unwichtiger Punkt zu erledigen: Nach DUMONT, DEWALQUE und GOSSELET besteht eine Discordanz zwischen den ältestdevonischen Gedinne-Schichten (Arkose von Weisme und conglomeratische Bänke darin, die man mit dem Conglomerat von Fepin vergleicht) und dem Cambrium des Hohen Venn; v. DECHEN, HOLZAPFEL, v. LASAULX haben eine solche nicht erkannt, doch hebt Ersterer ausdrücklich das Fehlen des Silurs zwischen Cambrium und Unterdevon als Thatsache hervor, »wodurch die Ansicht der belgischen Geologen über die ungleichförmige Lagerung des letzteren unterstützt wird[3]).« Es liegen also wohl ähnliche, wenn auch wohl je mehr gegen NO. um so weniger scharf ausgeprägte Erscheinungen vor, wie sie für den zweiten cambrischen Hauptkern, für das Massiv von Rocroy in den Ardennen, allseitig zugegeben werden, Erscheinungen, die wohl darauf hinweisen, dass die ersten Hauptwellen der Faltung sich so frühzeitig auszubilden begannen, dass sie bereits bei der geographischen Vertheilung der relativ jüngeren Sedimente eine Rolle spielten, wie ich schon in

---

[1]) Symmetrisch windschief d. h. so windschief, dass auf den beiden Muldenlängsseiten die Effecte der Schichtenstörungen sich diagonal gegenüberliegen, indem z. B. auf der Concavseite gegen SW., auf der Convexseite gegen NO. fortschreitend immer jüngere Schichten längs der Störungslinie mit den älteren Formationsgliedern am Aussenrande in Berührung treten.

[2]) Der Granit unt. d. Cambrium d. hohen Venn. Verhandl. d. natur-hist. Ver. d. preuss. Rheinldе. u. Westfal., 1884, S 418; sowie ibid, Corr.-Bl., S. 93; Vergl. auch v. DECHEN in d. Sitzungsber. d. Deutsch. geol. Ges., 1884, November-Sitzung.

[3]) Erläuterungen, S. 2.

meiner allerersten Uebersicht über die Gliederung und Lagerung der Schichten im Unterharze eine solche »einfache frühere Faltung« für die Sattelaxe der Tanner Grauwacke angenommen habe[1]) und wie GOSSELET z. B. auch für seine crête du Condros schon vor der Hauptfaltung der belgischen palaeozoischen Schichten (ridement du Hainaut) die Rolle eines Wassertheilers zwischen den Becken von Namur und von Dinant in Anspruch nimmt[2]). Wenn wir uns erinnern, dass die productive Steinkohlenformation im SW. des Rheinischen Schiefergebirges bei Saarbrücken concordant mit dem Rothliegenden, dieses seinerseits aber discordant auf den aufgerichteten Schichtenköpfen des Devons lagert, während längs des ganzen Nordrandes desselben Gebirgskörpers vom Canal la Manche bis nach dem Ruhrbecken die Faltung der Kohlenflötze derjenigen des Devons gleichförmig auftritt, so haben wir den Beweis dafür in Händen, dass es innerhalb der Devon-Carbonischen Formation der beiden direct an einander grenzenden Gebiete an solchen Discordanzen ja auch nicht fehlt. Sie weisen sichtlich darauf hin, dass der Faltungsprocess an ein und demselben Gebirgskörper, wenn auch in seinen Hauptwirkungen zeitlich begrenzt, doch nicht überall gleichzeitig und gleich intensiv aufgetreten ist. GOSSELET nimmt darum auch vor der post-carbonischen Hauptfaltung (ridement du Hainaut)[3]) noch zwei ältere Hauptakte der Faltung an, einen vor Ablagerung des Unterdevons (ridement de l'Ardenne)[4]) und einen postsilurischen und vorcarbonischen, übrigens zeitlich nicht näher zu fixirenden (ridement du Hundsruck)[5]). So weit es mir indessen gelungen ist, einen Ueberblick über die Schriften des ausgezeichneten Geologen in Lille zu gewinnen, nimmt er für alle drei Faltungszeiten in der gleichen Gegend jedesmal die wesent-

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1868, Bd. XX, S. 224.

[2]) Esquisse géologique du Nord de la France cet. fasc. 1, pag. 157, pl. IX B, fig. 61.

[3]) Esquisse cet. pag. 156.

[4]) a. a. O. S. 44.

[5]) a. a. O. S. 77, sowie Quelques reflexions sur l. structure et l'âge du terrain houiller cet. in Ann. de la soc. géol. du Nord, S. 175.

lich unverändert gleiche Richtung der Druckwirkung an, speciell für das Hohe Venn notirt er das Generalstreichen zu W. 45° S.[1]), also ganz im Sinne der für Rheinland-Westfalen üblichen Auffassung. Danach könnte, wie mir v. LASAULX für die von GOSSELET analog angeschauten Verhältnisse im Massiv von Rocroy ganz treffend zu bemerken scheint[2]), »bei unveränderter Richtung der faltenden Kraft nur ein intensiveres Maass der gleichen Faltung« sich in den cambrischen Schichten gegenüber den devonischen und carbonischen geltend machen. Es bleibt also die von den belgischen und französischen Autoren für das Hohe Venn behauptete Discordanz, die sich ja im ostthüringischen Gebiet LIEBE's, sowie in dem westlich angrenzenden Untersuchungsfelde von LORETZ[3]) zwischen Silur und Devon wiederfindet, ohne störenden Einfluss auf unsere, die Art[4]) und nicht das Maass der Faltung betreffende Betrachtung.

Dies vorausgeschickt, wollen wir nunmehr die Faltungsweise des Vennsattels verfolgen. In dem von GOSSELET durch den südwestlichen belgischen Antheil zwischen Salm-le-Chateau und Le Marteau bei Spa gezeichneten Profile[5]) ist ein doppelter, beziehungsweise dreifacher, einseitig von SO. her zusammengeschobener Sattelbau mit constant nach dieser Himmelsrichtung einfallenden Flügeln so unverkennbar dargestellt, und die gleichsinnigen Wechselüberschiebungen des noch weiter südwestlich gelegenen Profils durch die hangendsten Cambriumschichten (Salmien) zwischen Falize und Lierneux[6]) vervollständigen das Bild

---

[1]) Esquisse cet. S. 33.

[2]) Ueber d. Tectonik u. d. Eruptivgesteine d. französ. Ardennen, S. 8.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1884, December-Sitzung.

[4]) Vergl. oben S. 78.

[5]) Esquisse cet. fasc. I, pl. II B, fig. IX.

[6]) Ibid. fig. X. Das Wort thut es nicht, GOSSELET hat in diesem Profile die SUESS'sche »Schuppenstruktur« klar dargestellt, ehe der Zeichner des Antlitzes der Erde diesen Ausdruck gebraucht, geschweige ehe v. LASAULX ihn nach den Ardennen verpflanzt hat. In wieweit aber Letzterer in seinen bemerkenswerthen Mittheilungen über die Tectonik der Ardennen mit Recht die von GOSSELET für das Massiv von Stavelot gegebene Erklärung auf das Massiv von Rocroy überträgt, werden fortgesetzte Untersuchungen gewiss bald kennen lehren.

so lehrreich, dass es für diesen Antheil einer weiteren Bemerkung zunächst nicht bedarf, es sei denn des Hinweises auf die Häufung der Specialfalten längs der Westseite desselben in der Zone von Dochamps und Les Tailles bei La Roche über Chevron und La Gleize nach Polleur und Sart bei Spa. Vergleicht man mit diesen durchweg gegen SO. gekehrten Schichtenprofilen nun das neuerdings durch v. Lasaulx[1]) aufgenommene Profil längs der weiter nordöstlich auf preussischem Gebiete das Hohe Venn durchquerenden Eisenbahnlinie zwischen Raeren und Lamersdorf (Rothe Erde — Montjoie), so lässt das aus dem Devon auf der Nordwestseite bis zum Granitaufbruche[2]) in der einseitig gegen SO. nahe bis an den Devongegenflügel gerückten Hauptsattelaxe anhaltende steile nordwestliche Einfallen der Schichten den windschiefen Bau des Venn-Sattels deutlich erkennen. Eine sehr wesentliche Vervollständigung findet diese Erkenntniss aber doch, wenn man fernerhin die schönen Ergebnisse der sorgfältigen Detailuntersuchungen Holzapfel's[3]) über den Schichtenbau am Nordende des cambrischen Massivs in Rechnung zieht, Ergebnisse, die, im Lichte der voraufgegangenen Mittheilungen betrachtet, mir

---

[1]) Der Granit unt. d. Cambrium d. Hohen Venn, a. a. O.

[2]) Da v. Lasaulx ausdrücklich die concordante Faltung von Cambrium und Devon betont, da er den Granit auf seine Contactwirkung gegen das Nebengestein untersucht hat und das negative Resultat dem Umstande der geringen Umbildungsfähigkeit quarzitischen Materials zuschreibt, da er von einer »wahrscheinlich mächtigen Zone contactmetamorphischer Schiefer« über dem Granit in der Tiefe spricht, da er schliesslich von dem Unterschiede »der alten Contactwirkung« und »der neuen Einwirkung des eruptiven Magmas« redet, so kann ich in seinem Granitkerne in der Sattelaxe des Vennsattels nur eine einseitig im Sinne der Faltung in die zerrissene Sattelfalte aufgepresste Eruptivmasse nach Analogie der von mir für die Granitstöcke des Harzes (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1876, Bd. XXVIII, S. 168) gegebenen Auffassung erblicken. Wie aber ein solcher Granit, welchen überdies die grossartigen Erosionswirkungen erst sehr spät nach der postcarbonischen Faltung auf beschränktem Areal blossgelegt haben, Beziehungen haben könne zu dem Arkosenschuttmaterial der unterdevonischen Conglomerate und Sandsteine, ist mir unverständlich geblieben. Im Culmconglomerat des Oberharzes und der Wildunger Gegend im rheinischen Schiefergebirge liegen Granitgeschiebe, sie sind aber Reste viel älterer Granite, als die zwischen den postculmischen oder postcarbonischen Falten aufgepressten Granite.

[3]) Die Lagerungsverhältnisse des Devon zw. Roer- und Vichtthal. Verhdlgn. d. naturhist. Ver. f. Rheinld. u. Westf., 1883, S. 397 ff., Taf. VII.

durch G. Dewalque's Gegenvorstellungen nicht irgendwie wesentlich erschüttert scheinen[1]), zumal gerade Dewalque's Uebersichtskarte die gegen O. convexe, gegen W. concave Umstauung dieses sichtlich sehr verschmälerten Nordendes in eine nur wenig mehr vom Meridian entfernte NNO.-Richtung treffend veranschaulicht. Transversale Specialfalten oder durch Störungen bedingte parallele Wiederholungen (»plusieurs bandes«) von nahezu ostsüdöstlichem Streichen (»dirigées à peu près ESE.«) in dem beinahe nordsüdlich erstreckten Sattelkerne, welche Dewalque in jener Erwiderung als Hauptgegengrund hervorhebt[2]), sind gewiss sehr wichtige Erscheinungen; aber gerade sie scheinen mir nach einem Vergleiche mit den Falten an dem Nordende des Kahleberg-Rammelsberger Sattels in der Umgebung der berühmten Erzlagerstätte (cfr. Harzübersichtskarte u. Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanst. f. 1881, S. 7 bis 8, 24 bis 25, 39 bis 40, 45 bis 46) oder mit Liebe's Schichtenstörungen vor der jüngeren Carbonzeit (a. a. O. S. 38 ff.) recht nachdrücklich auf die Kreuzung zweier etwas verschiedenalteriger, quer aufeinander gerichteten Faltungswirkungen als die Ursache der complicirten Gesammterscheinung der Lagerungsverhältnisse hinzuweisen. Discordanzen zwischen dem cambrischen Sattelkerne und der devonischen Hülle würden mit einer solchen Auffassung recht wohl vereinbar sein, gleichviel ob sie auf ursprüngliche transgredirende Ablagerung oder auf die ungleichmässige Fortpflanzung derselben Faltungswirkungen durch ein in verschiedener Tiefe lagerndes und von Haus aus physikalisch verschiedenes Material zurückzuführen wären. Der »Zusammenhang zwischen Falten und Spalten«[3]) ist aus der Holzapfel'schen Kartirung um so deutlicher zu erkennen, als in derselben in sehr nachahmenswerther Weise nicht nur die Querverwerfungen, sondern auch die streichenden Ueberschiebungen durch feste starke Linien hervorgehoben sind. Die Zugwirkung gegen den Concavitätswinkel ist ebensosehr durch das Aufhören der bei Besprechung der Gosselet'schen Profile erwähnten Specialsattel-

[1]) Annales de la soc. géol. de Belgique, S. CXX ff.
[2]) a. a. O. S. CXXIII.
[3]) K. A. Lossen in diesem Jahrb. 1881, S. 1 ff.

bildung weiter im SW.[1]) angedeutet, als durch das auf Holzapfel's Karte dargestellte Absinken des Devons längs der Verwerfungslinien zwischen Zweifall und Jüngersdorf. Nicht minder klar zeigt sich dann aber auch die gegen NNO. mit der Umstauung der immer tiefer einsinkenden Sattellinie wachsende Ueberschiebung des gesunkenen Stückes von der convexen Seite her[2]), die bei Jüngersdorf den Kohlenkalk im NW.-Flügel mit dem Gédinnien des Südostflügels in Berührung bringt.

Der Sattel des Hohen Venn zählt nach Vorstehendem in die Kategorie der unter Zug- und Druckwirkung gesetzmässig durch Torsion verzerrten Falten von ursprünglich rein niederländischem, später durch eine andere aus SWS. her wirkende, dem hercynischen oder sudetischen Faltungssysteme angehörige, Druckkraft umgestaltetem Faltenbau. Dass er zu den Hauptsätteln des Gebirgskörpers gehört, geht nicht nur aus dem relativ hohen Alter der in seinem eigentlichen Kerne anstehenden Schichten hervor, sondern auch aus dem geringen Abstande seiner Sattellinie von dem nordwestwärts davon ausstreichenden, ganz windschief[3]) geneigten Stringocephalenkalkbande zwischen Eupen und Wenau im Gegensatz zu dem ungefähr fünfmal breiteren Abstande derselben Linie von dem West-Rande des Eifeler Kalkmuldenzugs. Denn diese ungleiche Breite des zu beiden Seiten anstehenden Devonprofils ist nicht lediglich durch eine ursprüngliche geringere Mächtigkeit der Schichten im NW., sondern auch durch die gedrängtere, stärker zusammengeschobene und überschobene Faltung auf der liegenden oder Concavseite des Hauptsattels und die flacher[4])

---

[1]) Vergl. oben S. 90.

[2]) Vergl. Ueb. d. Zusammenhg. zw. Falt., Spalt. und Eruptivgest. i. Harze a. a. O. S. 38.

[3]) Vergl. v. Dechen, Erläuterungen S. 163 bis 165; ferner derselbe, Ueber die Conglomerate von Fepin und von Burnot i. d. Umgebung d. Silur v. Hohen Venn, Verhdln. d. naturhist. Ver. f. d. Rheinld. u. Westf., 1874, XXXI, S. 111 u. 132.

[4]) Man vergl. z. B. die sorgfältigen Notirungen der Fallwinkel des Gédinnien auf der NW.-Seite und auf der SO.-Seite des Venn-Sattels in dem in Anm. 3 citirten Aufsatze v. Dechen's.

und breitwelliger gelagerte auf seiner hangenden oder Convexseite bedingt. In Anbetracht einer so kräftigen Hervorhebung des cambrischen Untergrundes aus dem Devon und Carbon kann es nicht etwa auffällig, sondern nur regelrecht erscheinen, dass die fast südnördliche Richtung des umgestauten Nordendes des Venn-Sattels, die strichweise übrigens auch schon weiter südlich in Störungslinien[1]) wie im Faltenbau[2]) desselben auftritt, sich noch in der Schraubenlinie der Eifeler Kalkmulden und den Streichlinien der Unterdevonschichten östlich davon zu erkennen giebt. So grossartig die Erosionswirkungen waren, welche die ursprünglich zusammenhängende Kalkdecke zertheilten und späterhin auch die dem Devon discordant aufgelagerten Flötzgebirgsschichten in gewiss nicht geringem Betrag fortführten, zeigen gleichwohl die Reste der Buntsandsteinformation zwischen Mürlenbach und Commern in ihrer ebenfalls von S. nach N. erstreckten Verbreitung die durchschnittlich im Meridian und nicht in der niederländischen Richtung erstreckte Einsenkung des verzerrten devonischen Muldengebietes noch an.

Es ist eine vielfach bewährte Erfahrung, dass die ältesten discordant aufgelagerten Flötzgebirgsschichten zunächst die im Schichtenbau der Kerngebirgsschichten vorgebildeten Mulden auffüllen. Im Harze z. B. füllt, worauf v. Koenen noch jüngst aufmerksam gemacht hat[3]), das Rothliegende bei Ilfeld und Sachsa die Harzer Südmulde[4]) auf, dasjenige von Ballenstedt die Selkemulde; ja zwischen Hettstedt und Biesenrode an der Wipper lagert nach Kayser's Kartirung sogar ein ganz schmaler Streifen

---

[1]) Störungslinie westlich von Theux und La Reid.

[2]) So z. B. in der Gegend zwischen Recht und St. Vith, zu Vieux Moulin im Amelthal, v. Dechen, Verhdlg. a. a. O. S. 112 bis 113.

[3]) Ueber geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen, dieses Jahrbuch f. 1883, S. 187 ff.

[4]) Kayser hat neuerdings diese Mulde in den Kerngebirgsschichten in seinen Erläuterungen z. Bl. Lauterberg, das, nebenher bemerkt, die klarsten Belege (vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1885, Heft 1, März-Sitzung) für die in Frage stehende Schichtentorsion und den Zusammenhang von Falten und Spalten bringt, geradezu die Ilfelder Mulde genannt. Diese Bezeichnung trägt der Discordanz zwischen Kern- und Flötzgebirge nicht Rechnung und dürfte sich daher weniger empfehlen.

Rothliegendes sichtlich in einer untergeordneten Specialmulde der alten Harzschichten. Es wird also im Rheinischen Schiefergebirge unter gleichen Verhältnissen die gleiche Erscheinung erwartet werden dürfen und in der That scheinen die körnigen Rotheisenerze der Grube Schweicher Morgenstern bei Trier[1]) und die Wissenbacher Schiefer zwischen Lieser- und Uesbach in der Umgebung von Olkenbach[2]) als jüngst unterdevonische oder ältest mitteldevonische Formationsglieder, welche randlich an der Trierer Bucht anstehen, darauf hinzuweisen, dass auch diese mit Buntsandstein und oberem Rothliegenden erfüllte Flötzgebirgsmulde schon im Kerngebirgsuntergrunde vorgebildet war. Die Bucht von Trier folgt nach der lehrreichen Karte meines Collegen Grebe[3]) der niederländischen Richtung, zeigt aber eine deutliche Convexität gegen NW., indem ihr nordöstliches Ende gegen Reil hinzu fast in der WO.-Richtung streicht. Uebereinstimmend damit giebt Follmann[4]) für die 25 Kilometer lange angrenzende Devonzone an: »sämmtliche Schichten streichen im westlichen Theile des Gebietes durchschnittlich h. 3 bis 4 und fallen mit 60—70° SO. ein. Im weiteren Verlaufe nach O. ändert sich die Streichungsrichtung, indem sie allmählich eine O.—W. wird.« Der devonische Untergrund der Trierer Muldenbucht ist also im entgegengesetzten Sinne, wie die Folge der Eifeler Kalkmulden, verbogen. Seine Umbiegung bedeutet eine durch Zug bedingte Annäherung seines O.-Endes nach den Quarzit-Ketten im SO.-Rande des Rheinischen Schiefergebirges. Dass diese Quarzit-Ketten in der That ihre Concavseite gegen das Schieferplateau des Hunsrücks und seine rechtsrheinische Fortsetzung kehren, ergiebt sich für mich aus dem im SW. und im NO. verschiedenen Verhalten des nördlich angrenzenden Gebirgsstücks, das vorwiegend aus Hunsrück- oder Wisperschiefer zusammengesetzt ist. Herr v. Dechen hat schon hervorgehoben, dass diese Hunsrückschieferzone in ihrem südwestnordöstlichen Fortstreichen von der Saar

---

[1]) E. Kayser in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1880, Bd. XXXII, S. 217.

[2]) O. Follmann, D. unterdevon. Schichten von Olkenbach.

[3]) Ueber d. Ob.-Rothliegende cet. i. d. Trierschen Gegend, ds. Jahrb. f. 1881, S. 455 ff., Taf. XII.

[4]) a. a. O. S. 32.

zur Wetterau immer schmäler wird und dass sich im SW., südlich und südöstlich der Trierer Bucht, zahlreiche Quarzit-Sättel daraus hervorheben[1]), die gegen NO. hin mehr und mehr verschwinden. Ich möchte dem hinzufügen, dass umgekehrt von NO. her immer mehr sich südwestlich aushebende Mulden jüngerer Schichten einschalten und dass der Südflügel der mitteldevonischen Lahnmulde gegen die Wetterau hinzu dem Taunus-Quarzit immer näher rückt, so zwar, dass die Entfernung vom NW.-Rande des letzteren bei Nauheim bis zum Stringocephalenkalk von Niederweisel nicht halb so weit ist, als die Breite des Hunsrückschiefers im Rheinthale. Dazu kommt dann noch, dass der Quarzitrücken von seiner höchsten Erhebung in der Feldberg-Gruppe an sich gegen sein sehr verschmälertes NO.-Ende hin immer mehr gegen NNO. umbiegt; ferner dass die nordwestwärts dieses verschmälerte und umgestaute Ende des Taunus begleitenden, mehr und mehr eingeengten Hunsrückschiefer schliesslich ganz aufhören, so dass die Begleitung auf die nächst jüngeren Unterdevonschichten übergeht[2]); und endlich, dass

---

[1]) Erläuterungen, S. 108.

[2]) Vergl. v. Dechen, Uebersichtskarte, 2. Aufl. Eine andere auf dieser Karte, sowie auf Section Wiesbaden der Detailkarte (1 : 80000) weiter gegen SW. an der NW.-Seite des Gr. Feldbergs dargestellte Erscheinung, wonach eine geraume Strecke lang die Bunten Taunusphyllite, also nach Koch's Auffassung die Unterlage des Taunusquarzits, zwischen diesem und seinem Hangenden, dem Hunsrückschiefer, hervortreten sollen, sei hier nur erwähnt: Aufklärung wird erst der Text zu dem von Koch aufgenommenen Blatte Feldberg bringen. Von vornherein sieht man nicht ein, warum diese bunten, zum Theil als Dachschiefer gewonnenen Schiefer, die nach einem Koch'schen Originalhandstück gar nicht sonderlich stark phyllitisch aussehen, nicht ebenso gut Hunsrückschiefer sein können. Noch weiter gegen SW. auf dem Messtischblatte Langenschwalbach treten ja auch Schiefer nördlich vom Taunusquarzit auf, die Zirkel seiner Zeit als »bunten Phyllit von Bärstadt« zusammen mit den bunten Phylliten südlich vom Taunusquarzit nach Koch'schen Handstücken mikroskopisch untersucht und beschrieben hat (Neues Jahrb. f. Min. cet. 1875, S. 628), die aber von Koch gleichwohl als Hunsrückschiefer dargestellt worden sind. Die Phyllite von Hermeskeil, welche v. Dechen's Uebersichtskarte ebenfalls zum Hunsrückschiefer gestellt hat, die rothen und zum Theil gelbgrün sericitisch gefleckten Schiefer im Müsener Gangrevier, die Buntschiefer- und Karpholithzone im hochunterdevonischen Oberen Wieder-Schiefer über dem Hauptquarzit des Unterharzes bieten weitere Vergleichspunkte. Th. Liebe's einschlägige geologische, chemische und mikroskopische Studien über die »primäre und frühzeitige« und die »spätzeitige Röthung« und »Buntfärbung« der Gesteine (a. a. O. S. 124 bis 130) werden auch hier klärend auf das Urtheil einwirken.

die Art und Weise, wie nordwärts von Bad Nauheim in dem ganzen O.-Rande des Gebirgskörpers bis Stadtberge die sehr ausgeprägt ostwärts convex umgestauten Sättel der älteren Schichten[1]) aus den jüngeren unter auffällig gestörten Lagerungsverhältnissen[2]) sich herausheben, durchaus wieder den Eindruck einer fast südnördlichen Reihe von Schraubenfalten macht.

Die Quarzitketten im SO.-Rande unseres Gebirges geben aber noch zur Erörterung einer anderen, sehr wichtigen, bisher noch nicht in den Kreis der Betrachtung gezogenen Eigenschaft der Torsionsfalten Veranlassung, die um so mehr hervorgehoben zu werden verdient, als sie, obwohl keineswegs auf den südlichen Theil des Gebirges allein beschränkt, bislang nicht genügend gewürdigt, und oft sogar geradezu verkannt worden ist. Es ist oben S. 77 schon ausdrücklich bemerkt worden, dass zwar die Erkenntniss von der Streichrichtung der niederländischen Falten ihren Ausgangspunkt vom Taunus und den ihn linksrheinisch bis über die Saar fortsetzenden Quarzitketten genommen hat, dass jedoch das unserer Vorstellung geläufige Normalprofil durch diese Falten nicht vom S.-Rande her, sondern umgekehrt aus den Kohlenbecken bei Aachen und an der Ruhr am N.-Rande des Gebirgskörpers herstammt. Ein Profil durch jenes soeben besprochene umgestaute NO.-Ende der Taunuskette, etwa von Homburg nach der Saalburg, lässt zwar auch, ganz entsprechend den Anforderungen des Torsionsgesetzes an solche durch Ueberschiebung von der Convexseite her gegen die durch Zugwirkung im Concavitätswinkel abgesunkenen Schichten ausgezeichnete Regionen, einseitiges Ein-

[1]) Man vergl. z. B. in der v. Dechen'schen Uebersichtskarte den Gladenbacher Unterdevonsattel oder den Zug der Wissenbacher Schiefer von Dresslendorf bei Haiger gegen Laasphe hinzu, sowie überhaupt die convexe Aussengrenze des dritten grossen rheinisch-westfälischen Hauptsattels, der sich zwischen der Lahnmulde und den Mulden der Eifel, des Niederrheins und des Sauerlands heraushebt.

[2]) Vergl. v. Dechen, Erläuterungen S. 120 u. 207 und v. Koenen, a. a. O. S. 188, wonach ungleichförmige Lagerung innerhalb des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges, wie die durch Chelius vom Kellerwalde und Jeust, durch Sprank vom Wollenberge bei Wetter her beschriebenen, nicht auf ursprüngliche Transgression vor der Faltung, sondern auf Verwerfungen und Ueberschiebungen zurückzuführen wären (vergl. jedoch auch oben S. 87 bis 89).

fallen der Schichten gegen SO. wahrnehmen[1]), aber schon wenig weiter gegen SW. lässt Koch's Normalprofil zwischen Lahn und Main (a. a. O. Taf. VI, Prof. I), gleichviel ob man des Autors Sattelconstruktion im Taunus für gesichert anerkennt oder nicht, sofort erkennen, dass der Hauptschub von SO. her erst beträchtlich nördlich des Taunuskamms mit der Annäherung an das Mitteldevon im Südostflügel der Lahnmulde die Schichten ergriffen hat.

Tritt man dagegen von Kreuznach über Bingen her durch das Nahe-Rheinprofil oder durch irgend eines der zahlreichen Seitenthäler, die von N. her in die Nahe münden, oder durch das bereits der Saar zufallende Prims-Thal bei Nonnweiler in das Rheinische Schiefergebirge ein, so fallen die Quarzite und die Schiefer, gleichviel ob letztere vorherrschend (von Birkenfeld bis Kirn) das Aussehen gewöhnlicher Hunsrückschiefer oder (von Kirn bis Bingen und zwischen Nonnweiler und Hermeskeil) vorherrschend[2]) den Habitus von Sericitschiefern, Bunten Phylliten oder Grünen Schiefern[3]) zeigen, auf eine mehr oder minder geraume Erstreckung gegen NW. in das Gebirge hinein. Dieses, von einer festen Streichlinie d. h. vom relativen Alter der Schichten ganz unabhängige, gebirgeinwärts durch Fächerstruktur in die vorherrschende südöstliche Fallrichtung übergehende nordwestliche Einfallen, das ich bereits vor Jahren[4]) andeutungsweise mit der nunmehr sehr detaillirt von mir beschriebenen[5]) harzauswärts gekehrten Ueberschlagung der Schichten in der Zone von Wippra im Südostharzrand verglichen habe, ist

---

[1]) Vergl. Ludwig, Ueber d. Rhein. Schiefergeb. zw. Butzbach u. Hombg., Jahrb. d. Ver. f. Natrkd. i. Herzgth. Nassau, H. 9, S. 1 ff., u. D. Mineralquellen z. Hombg. v. d. H., Notzbl. d. Ver. f. Erdkd. u. d. Mittelrhein. geol. Ver., II., 1859, März, S. 44 u. III., 1., S. 82 bis 115.

[2]) Vergl. Lossen, Ueber d. linksrhein. Fortsetz. d. Taunus in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XIX., S. 509 ff., Taf. XI u. XII.

[3]) Vergl. Studien an metamorph. Eruptiv- und Sedimentgesteinen a. a. O. S. 625, Anm. 2.

[4]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1874, Bd. XXVI, S. 376.

[5]) Vergl. d. Erläuterungen z. Bl. Wippra u. Bl. Schwenda, sowie Moesta's Profile durch den Kyffhäuser in der dieses Gebirge darstellenden Lieferung d. geolog. Specialk. v. Preuss. u. d. Thüring. Staaten.

daher, wie auch nach dem einseitigen Fallen der beiden Flügel der Quarzitfalten[1]) zwischen den Schiefern und den gleichsinnig geneigten Wechselklüften[2]) kein rechtsinniges Fallen. Es könnte naheliegen, diese Erscheinung am SO.-Rand als »Rückfaltung«[3]) im Sinne von E. Suess zu bezeichnen und dies um so mehr, als der auf dem Gebiete der Stratigraphie so hervorragende Gelehrte die grossartige aus der Aachener Gegend bis zum Aermelkanal streichende, gegen den Nordrand des Gebirgs gerichtete Ueberschiebung der Grande faille du Midi (faille Eifelienne) als »Vorfaltung« aufgefasst hat[4]). Doch dazu müsste sie besser untersucht sein. Es scheint mir richtiger, zunächst festzustellen, dass diese Ueberschiebungen von NW. her nicht nur im SO.-Rand des Gebirgskörpers vorkommen, sondern sich auch im Innern desselben und gegen den N.-Rand hin wiederholen. Derartige Wechselüberschiebungen aus den Profilen durch die Kohlenflötze des Ruhrbeckens hat z. B. Köhler (a. a. O. S. 200 bis 203) beschrieben, abgebildet und im Sinne der Heim'schen

---

[1]) So in dem Zuge zwischen Rochusberg und Hassenkopf, der im weiteren südwestlichen Fortstreichen die Fächerstruktur (Guldenbachthal) und noch weiter gegen SW. südöstliches Fallen (Gräfenbachthal) zeigt, und in den drei Quarzitzügen südlich vom Hochwalde, über die Grebe's Beobachtungen zu vergleichen sind (dieses Jahrb. 1880, S. 255 bis 257). Dass diese letzteren Quarzitzüge, in welchen die altberühmten Fundstätten der Versteinerungen von Abentheuer, Rinzenberg cet. liegen, dem Taunusquarzit angehören, hat E. Kayser gezeigt. Es gilt gleich, ob in der That beide Flügel der Falten vorhanden oder nur einer, der längs einer Wechselkluft von NW. her aufgeschoben ist.

[2]) So z. B. an einem Quarzitsattel, der sich unterhalb Züsch bei Schmelzerhütten aus der Region des »Bunten Phyllits« heraushebt: Streichen h. $4^1/_2$, Einfallen des N.-Flügels 30° NW., des Südflügels 70° SO., Sattelkante durchrissen von einer ca. 45° NW. einfallenden Kluft. Auch Grebe hat neuerdings (Beschreibung d. Bergreviers Coblenz II., S. 10) das NW.-Einfallen der Hunsrückschiefer nicht nur nordwestlich, sondern auch südöstlich der Quarzitrücken »wie namentlich im Kellenbach- und Hahnenbachthale constatirt,« »so dass es den Anschein hat, als fielen sie unter den Quarzit ein. Oftmals sind sie steil aufgerichtet, es kommen Schwankungen vor von SO. und NW.-Fallen. Die Schieferschichten scheinen hier zum Theil spitze Sättel zu bilden, die überkippt sind, so dass beide Sattelflügel ein gleiches Einfallen nach NW. haben.«

[3]) D. Antlitz d. Erde, S. 181.

[4]) a. a. O. S. 185, woselbst auch die Publicationen von Cornet u. Briart, Gosselet u. v. Dechen Berücksichtigung gefunden haben.

Theorie als Folge einer Rückstau gedeutet, die von einem dem normalen Schub entgegenstehenden Hindernisse ausgeht. Ferner gilt es hier der längst bekannten[1]), aber erst durch die Detailkartirung hinreichend klarzulegenden Zone nordwestlich einfallender Schichten zu gedenken, welche der Rheinstrom zwischen der Laubach und dem Asterstein oberhalb Coblenz und Andernach und Irlich unterhalb Neuwied durchschneidet. Dass man in diesem querschlägig auf das Streichen der Schichten ca. 17 Kilometer breiten Profile nicht eine einfache Folge rechtsinnig fallender Schichten, aufruhend auf KOCH's Hohenrheiner Sattelaxe, erblicken darf, vielmehr zu seiner Erklärung Verwerfung und Ueberschiebung von NW. her in Rechnung zu ziehen hat, das hat F. MAURER[2]) neuerdings in einer für mich überzeugenden Weise dargethan. Bereits WIRTGEN und ZEILER hatten, gestützt auf die rechtsinnige oder verkehrte Lage der einfachen Schalenklappen der Zweischaler diese »gänzliche Ueberwerfung der Schichten« behauptet[3]). Auch ist die nordwestlich einfallende Transversalschieferung in den senkrechten oder bereits südöstlich einfallenden Schichten der Mitte und N.-Hälfte des Fächers, der auf der N.-Seite jener nordwestlich widersinnig einfallenden Zone diese letztere Fallrichtung durch die Vertikale allmählich wieder zum südöstlichen Einfallen hinüberführt, für die Gegend zwischen Niederbieber und Altenwied und diejenige bei Trimbs an der Nette von A. DUMONT[4]) und LIEBERING[5]) genau notirt worden, woraus man deutlich die relativ jüngere Wirkung der südostwärts überschiebenden und pressenden Kraft erkennt.

---

[1]) Vergl. u. A. A. DUMONT's Rheinprofil im Mém. s. l. terr. Ardennais et Rhen., 1848, S. 593 bis 596; ferner WIRTGEN und ZEILER, Vergleichende Uebers. d. Verstein. i. d. rhein. Grauwacke, in d. Verhdl. d. naturhist. V. d. preuss. Rheinld. u. Westf., 1854, XI. Jahrg., S. 459 ff.

[2]) Palaeontol. Stud. i. Geb. des rhein. Devon, im Neuen Jahrb. f. Min., 1882, Bd. I, S. 1 ff. mit dem zusätzlichen Commentar in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1883, Bd. XXX, S. 633.

[3]) a. a. O. S. 462 bis 463.

[4]) a. a. O. S. 596.

[5]) Beschreibg. d. Bergreviers Coblenz I., 1883, S. 61 und 62.

Mit der Transversalschieferung theilen die Zonen des nordwestlich widersinnigen Einfallens auch die spitzwinkelig das Streichen der Schichten überschreitende Orientirung zum Meridian: so schneidet die Zone, welcher der Rochusberg bei Bingen angehört, fast nordöstlich über mehr aus WSW. in ONO. gerichtete Schichten weg, südlich des Hochwalds scheint aber das umgekehrte Verhältniss zu herrschen.

Im windschief gebogenen und zum Theil gegen SO. überschlagenen SO.-Rand des Harzes geht das Streichen der Schichten gegen W. in der Umgebung von Stolberg endlich mit südwestlichem Einfallen in die SO.—NW.-Richtung über; der SO.-Rand des Rheinischen Schiefergebirges lässt eine so starke Abweichung von der niederländischen Faltungsrichtung nicht erkennen: nur das ist aus der von Grebe entworfenen Karte der Quarzitsättel vom SW.-Ende des den Taunus fortsetzenden Soonwalds bis über die Saar zu entnehmen, dass die allerwestlichsten Ketten zum Theil, wie die Rücken zwischen Osburg und Olmuth und diejenigen, welche den Horstwald bilden und weiter hin über Hamm an der Saar gegen Freudenburg hinzu streichen, nahezu eine ostwestliche Richtung annehmen. Im Innern des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirgs ist ein Streichen in der hercynischen Richtung (im SO.—NW.-Quadranten), wenn man von ganz localen Sattel- und Muldenwendungen absieht, noch wenig erkannt. Doch fehlen auch hier einschlägige Andeutungen nicht ganz: so bemerkt Kinne[1]) »nur im Kreise Gummersbach und zum Theil auch im Kreise Waldbroel liegt das vorwiegende Streichen zwischen Stunde 6 und 7 bis 8«, und südlich von Rüthen, südöstlich von Warstein, sowie in der Gegend zwischen Arnsberg, Iserlohn und Küntrop lässt die Specialkarte v. Dechen's auf ähnliche Streichen mitten in den niederländischen Falten schliessen, wozu man die ausgeprägteren Formen der Selkemulde im Harz vergleichen mag.

Wenden wir uns nun aber nach Brabant, den Ardennen und überhaupt nach dem belgisch-französischen Antheil bis zur Südhälfte des hohen Venns auch auf preussischem Gebiete,

---

[1]) Beschreib. d. Bergreviers Ründeroth, 1884, S. 8.

so begegnen wir einem ähnlichen südwärts gespannten Schichtenbogen, wie ihn die Harzschichten aus der Gegend von Hettstedt über Wippra bis in die Umgebung von Stolberg beschreiben: und zwar ist dieser Bogen nach Ausweis der Lage und der innern Struktur der Cambrium-Massive von Stavelot, Serpont, Givonne und Rocroy oder der Kohlenmulden von Lüttich, Namur, Mons mit ihren Fortsetzungen in den Departements du Nord und Pas de Calais keineswegs eine glatte, sondern, wie die DEWALQUE'sche Karte für den Hauptantheil klar zum Ausdruck bringt, eine unter dem Kampf der beiden nicht sowohl ineinander übergehenden, als sich kreuzenden Richtungen gestaute Curve. In jener Gegend unseres Gebirgskörpers spricht man daher nicht mehr von einem allgemein die Struktur beherrschenden tangentialen Druck oder Seitenschub von SO. her, aber, falls ich recht unterrichtet bin, auch nicht von zwei sich kreuzenden relativ ungleichaltrigen Faltungswirkungen, sondern, ich folge hier GOSSELET, von einem »poussée du sud vers le nord« mit dem Zusatze, dass dadurch je nach der geographischen Lage das Streichen der Falten bald mehr ein südwestnordöstliches, bald ein aus WSW. in ONO., oder aus W. in O. oder endlich aus OSO. in WNW. gerichtetes geworden sei; auch wird für das ältere ridement de l'Ardenne und das jüngere ridement du Hainaut wesentlich die gleiche Druckwirkung vorausgesetzt[1] (vgl. oben S. 88 bis 89). Neuerdings hat indessen GOSSELET in seinem höchst beachtenswerthen Aufsatze über die faille von Remagne[2]) nachträgliche Aenderungen der Streichrichtung zufolge relativ jüngerer, spätzeitlicher, aber doch immer noch dem Hauptfaltungsprocess angehöriger Störungen constatirt, so dass, da auch ich für eine Zeit lang ein gleichzeitiges Wirken der beiden Haupt-Druckkräfte, die eine Kraftwirkung jedoch mit abnehmender, die andere mit wachsender Intensität voraussetze, unsere Anschauungen doch vielleicht nicht so weit auseinandergehen, als es von vornherein den Anschein haben kann.

[1]) Esquisse géol. du Nord cet., Bd. 1, S. 44 u. 157.

[2]) Sur la faille de Remagne et sur le metamorphisme, qu'elle a produit. Annal. soc. géol. du Nord, 1884, XI, S. 176.

Ich bin weit entfernt davon, für eine von so zahlreichen und namhaften Fachgenossen durchforschte Gegend, die ich zu besuchen noch gar nicht Gelegenheit fand, Faltungsgesetze aufstellen zu wollen. Vielleicht ist es aber, in Anbetracht des sichtlichen Zusammenhanges der Erscheinungen dies- und jenseits der Landesgrenze gleichwohl gestattet, auf einige Analogien aufmerksam zu machen: Dahin rechne ich die symmetrisch windschiefe Verzerrung (vergl. S. 87) der grossen Hauptmulde von Dinant, deren Muldentiefstes in der NO.-Hälfte einseitig gegen N., in der SW.-Hälfte dagegen ebenso einseitig gegen S. gerückt ist, während aus OSO. gegen WNW. aneinandergereihte Sattelfalten des Stringocephalen- und des Oberdevonkalks als trennende Bodenschwelle von Givet gegen Maubeuge schräg von der einen zur anderen Muldenlangseite übersetzen[1]). Anderwärts beherrscht diese Richtung aus OSO. in WNW., die Élie de Beaumont in seiner ihm eigenen Auffassung unter dem Namen des Systems der Niederlande und von Südwales und mit dem speciellen Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse von Mons von seinem System des Hunsrück (vergl. niederländisches System v. Buch oben S. 76 bis 77) als ein jüngeres System geschieden hat[2]), nicht nur die Anordnung, sondern geradezu die Axlinien der einzelnen Falten und in Falten übergehenden Dislocationen. Solche Falten liegen namentlich innerhalb einer Zone, die von dem kleinen Cambrium-Massiv von Serpont ausgehend diagonal nördlich an Dinant vorüber durch die Carbonmulde von Anhée nach Sart-Eustache in der Crête de Condros übersetzt und von da aus bald Anschluss gewinnt an die von Mons gegen Boulogne ziehenden gleichgerichteten Streichen, welchen weiter gegen NON. die ebenfalls gleichsinnigen in der W.-Hälfte des Silurs von Brabant folgen. Aber auch weiter gegen O. treten im südwestlichen Antheile des Hohen Venns in den berühmten Wetzschieferlagen der Salmschichten[3]), sowie noch mehr

---

[1]) Gosselet, Esquisse, fasc. 1, S. 101, Taf. VIB, Fig. 36.

[2]) Notice s. l. systèmes de montagnes, Bd. I, S. 152, 194 bis 195, 291 ff.

[3]) Vergl. Baur's Notirungen in Karsten und v. Dechen's Arch., Bd. XX, S. 379 ff.

nordöstlich in der Umgebung von Grand Halleux[1]) u. s. w.[2]) h. 9 und h. 8 streichende Schichten auf.

Wenn man sich vergegenwärtigt, dass gerade so grossartige und nach dem übereinstimmenden Urtheil aller sachverständigen Beobachter so spätzeitig in den Faltungsprocess eingreifende Druckwirkungen, wie die Grande faille auf weite Erstreckung und im Maximum ihres Effects[3]), dieser Richtung folgen, so sieht man sich zu der Frage gedrängt, ob nicht auch für diesen westlichen Theil des grossen niederrheinischen Gebirgskörpers jene vom Harz und Fichtelgebirge bis in das Hohe Venn nachgewiesenen Torsionsgesetze gelten, die sich noch in der Gegend von Recht cet. südlich Malmedy darin deutlich zu erkennen geben, dass die Transversalstruktur der Dachschiefer constant Stunde 7 streicht, während die Streichen der Schichten zufolge der Faltung schwanken zwischen Stunde 4 bis 12[4]). Hier, wie im Massiv von Rocroy fällt die Schieferung stets gegen SSW., S. oder SSO. ein, eine umgekehrte gegen den S.-Rand des Gebirges gerichtete Ueberschiebung oder Transversalstruktur scheint nirgends beobachtet; dagegen sind in Brabant noch weiter nordwärts oder auswärts als die Vorfaltungszone von SUESS (Grande faille), nach GOSSELET's Profil durch das Sennethal, die unteren Schichten des dortigen Silurs (Llandeilien) von NNO. her auf die oberen (Caradocien) aufgeschoben[5]), die dressants (Rechte) und die plateures (Platten) fallen umgekehrt wie bei Lüttich und in der Wormmulde[6]), und noch ganz im alleräussersten Nordwesten zu Hardinghem bei Boulogne liegt discordant mit nördlichem Einfallen der Kohlenkalk (calcaire de Limont) auf den etwas steiler in der-

---

[1]) Vergl. v. DECHEN i. d. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges., 1874, S. 50.

[2]) Vergl. d. Angaben DEWALQUE's oben S. 91.

[3]) Dass die Störungen in der weiteren Umgebung von Mons und von da ab gegen WNW. grossartiger und complicirter sind als in der Lütticher und in der Worm-Mulde, scheint mir aus GOSSELET's Esquisse Bd. I, S. 160 ff. hervorzugehen (vergl. auch E. VUILLEMIN, Le Bassin houiller du Pas de Calais, 3 Bde., 1880 bis 1884).

[4]) BAUR, a. a. O. S. 375, Taf. V, Fig. 2.

[5]) Esquisse, fasc. 1, Pl. IIB, fig. XI.

[6]) A. DUMONT, a. a. O. S. 499.

selben Richtung fallenden Flötzen der productiven Kohlenformation[1]).

So wiederholen sich hier, wie im Harz und in den zwar nicht durch partielle Ueberschiebung gegen SO. oder SW., um so mehr aber durch vorherrschend von NW. her der Hauptschubrichtung entgegengekehrte Transversalstruktur[2]) ausgezeichneten Gebieten des Thüringerwaldes, Frankenwaldes und Vogtlandes, strichweise jene Druckwirkungen, die für sich allein betrachtet dazu führen könnten, die Zusammenschiebung der Gebirgskörper aus der entgegengesetzten Himmelsrichtung her abzuleiten, als die ist, auf welche die vorherrschend beobachteten Erscheinungen hinweisen. Die windschiefe Verbiegung der einzelnen Falten führt zur windschiefen Verbiegung der Ketten und diese wieder zur windschiefen Verbiegung der Massen- oder Faltengebirge: Vorfaltung und Rückfaltung erscheinen uns unter diesem Gesichtspunkte als Einzelmomente der Torsion, ganz so, wie sich die auf gerade Linien (Generalstreichen) zurückgeführten Faltungs- und selbst Zerspaltungs- oder Verwerfungsrichtungen als mehr oder minder langgedehnte Curvenantheile ausweisen.

Wie im Harz, in Ostthüringen u. a. binden sich im niederrheinischen Gebirge die auffällig abweichend von der herrschenden Beschaffenheit krystallinisch, bezw. krystallinisch-klastisch ausgebildeten Sedimente nicht an bestimmte Formationsglieder, treten vielmehr als innerhalb gewisser Regionen zu höchst potenzirte Ausbildungszustände, als Regionalmetamorphosen auf. Diese Thatsache richtig erkannt zu haben, ist ein bleibendes Verdienst A. Dumont's, wenn auch die theoretische Vorstellung, welche wir heutzutage an diese auffällige Erscheinung knüpfen, eine andere geworden ist, wie dies namentlich daraus hervorgeht, dass wir aller Erfahrung nach die meisten der von ihm als Träger der metamorphosirenden Wärme

---

[1]) Gosselet, Esquisse, fasc. 1, Pl. VIIB, fig. 52.

[2]) Vergl. die bis in's Kleinste getreuen Beschreibungen von Loretz (in diesem Jahrb. f. 1881, S. 258) und von Liebe a. a. O. S. 41 ff.

angesehenen Eruptivgesteine vielmehr als passive, d. h. den Schichten bereits vor der Hauptfaltung decken- oder lagergangförmig (beds, nappes, sheets) eingeschaltete und dann mit denselben gefaltete und metamorphosirte Massen ansehen müssen. Es ist nämlich nach der übereinstimmenden Ausbildungsweise der palaeozoischen Kerngebirge Mitteleuropas nicht wohl anzunehmen, dass die Diabase und die Palaeoporphyre (Keratophyre[1]) z. Th.) und Palaeoquarzporphyre (Quarzkeratophyre z. Th.), welche sich auch im niederrheinischen Gebirgskörper durch versteinerungsführende Tuffbildungen (Schalstein, Porphyroide[2]) e. p.) auszeichnen, daselbst eine wesentlich andere Rolle spielen sollten als im Harz, Fichtelgebirge, Frankenwald, Vogtland u. s. w. Durchgreifende Lagerung des Diabas zu den Schichtgesteinen kommt auch im Harz vor, ist aber nicht sowohl als ein gangförmiges Eindringen in das bereits gefaltete Gebirge, vielmehr als eine mechanische Hindurchstossung während der Faltung aufzufassen. Die Wiederkehr wohlcharakterisirter Diabas-Varietäten in festen Horizonten der Sedimente, die vom Harze her durch mich festgestellt worden

[1]) d. h. palaeoplutonische Natronsyenitporphyre; dahin gehört nach mikroskopischem und chemischem Ausweis (SiO_2 63,02; TiO_2 (ZrO_2) 0,77; Al_2O_3 18,81; Fe_2O_3 0,99; FeO 0,37; MgO 0,37; CaO 0,59; Na_2O 5,27; K_2O 7,31; H_2O 2,55; SO_3 0,19; P_2O_5 Spur = 100,24, Sp. G. 2,539, Böttcher, Laborat. d. Kgl. Bergakad.), der schon schwach sericitisch gewordene und daher von Haus aus noch etwas natronreichere Keratophyr von Oberneisen im Nassauischen (Lahnporphyr Koch's e. p.). Der Vergleich dieses palaeoplutonischen Gesteins mit einem kalireichen (9,26—7,65 K_2O, 3,11—0,35 Na_2O) Mesoplutoniten aus dem Thüringer Wald, den v. Lasaulx im Gegensatz zu v. Gümbel's und meinen eigenen Mittheilungen gezogen hat, scheint daher wenig gerechtfertigt.

[2]) An anderer Stelle wird sich die Gelegenheit bieten, auf diese interessanten und für das Studium des Metamorphismus wichtigen, aber mit besonderer Vorsicht zu beurtheilenden Gesteine zurückzukommen. Nur so viel sei zur Orientirung gesagt, dass, ebensowenig wie die abgerundete Form vieler Feldspathe in den Gesteinen von Mairus auf einen abgenutzten oder abgerollten Zustand zu schliessen gestattet, die allerschärfst ausgeprägte Dihexaëderform der Quarzkrystalle als Kriterium gegen die Tuffnatur des Porphyroids angeführt werden kann. Fortgesetzte Studien an versteinerungsführenden Porphyroiden (Wernrod bei Usingen z. B.) haben dies gezeigt; solche Quarze, die überdies sehr zu der von mir beschriebenen regelmässig sechseckigen oder rhombischen Zersprengung (Wabenstruktur, z. Th. mit optischer Zweiaxigkeit im Gefolge) neigen, führen wohl auch Glaseinschlüsse (Eibelshausen bei Dillenburg).

ist und von v. Gümbel und Liebe in ganz analoger Weise hervorgehoben wird, giebt den Ausschlag für das Urtheil. Auch das unmittelbare Zusammenlagern von Diabas oder Diabastuff mit alten Porphyren oder deren Tuffen (Porphyroiden cet.) ist in Böhmen, im Harz, in Nassau mehrfach beobachtet worden. Ich kann nach allem diesem der durch v. Lasaulx für die Eruptivgesteine im Massiv von Rocroy vertretenen[1]), übrigens seither durch so competente Beurtheiler, wie A. Renard und de la Vallée Poussin abgelehnten[2]) Auffassung und ähnlichen anderer Autoren nicht beipflichten. Ich möchte viel lieber den zu meiner aufrichtigen Freude mir zur Seite für den Dislocationsmetamorphismus einstehenden Bonner Gelehrten dazu anregen, seine in vieler Beziehung höchst lehrreichen Studien über die von ihm aus der Saar- und Moselgegend[3]) früher beschriebenen Diabase, Diabasdiorite, Amphibolite und Diorite von Kürenz, Olmuth, Willmerich cet. von seinem heutigen Erfahrungsstandpunkte wieder aufzunehmen. Meinen eigenen Beobachtungen zufolge an einem immerhin lückenhaften Material haben mir für mein persönliches Urtheil genügende Sicherheit gegeben, dass in jener Gegend des Rheinischen Unterdevons (zumal des Hunsrückschiefers) sich die Verhältnisse wiederholen, welche im Ober-Cambrium und Untersten Silur des oberen Saal-Gebiets v. Gümbel zur Aufstellung jener Begriffe Epidiorit und Proterobas (e. p.) geführt haben, die uns Liebe nunmehr in wesentlicher Uebereinstimmung mit meinen Erfahrungen vom Harz her in's richtige Licht gesetzt hat. v. Lasaulx vergleicht 1878 einen Theil jener Gesteine aus den Hunsrückschiefern mit den Amphiboliten der Ardennen[4]), die ihm heute (1884) als Diorite »ebenfalls z. Th. mit schiefriger Umbildung« gelten[5]). Ich muss den Vergleich anerkennen und hinzufügen, dass ich zwischen den Amphiboliten der Ardennen und

[1]) Ueber d. Tectonik u. d. Eruptivgest. d. französ. Ardennen a. a. O.

[2]) Note sur le mode d'origine des roches cristallines de l'Ardenne franç. 1885.

[3]) Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel, Bonn 1878.

[4]) a. a. O. S. 30.

[5]) Ueber die Tectonik und die Eruptivgesteine d. französ. Ardennen S. 19.

denen der Phyllitzonen des Sächsischen Mittel- und Erzgebirges keinen Unterschied zu machen weiss, dass aber alle jene Mineralelemente, einschliesslich der braunen Hornblende[1]), welche solche krystallinisch-schiefrige Gesteine zusammensetzen, auch in den vielfach noch sehr wohlerkennbaren metamorphosirten Diabasen gefunden werden, die sich im SO. der Quarzitketten aus Koch's »Glimmer-Sericitschiefer« von Rauenthal im Taunus und aus v. Dechen's »azoischen Schiefern« von Schweppenhausen[2]) zwischen Kreuznach und Stromberg her in die fossilführenden Hunsrückschiefer bei Kirn und Herrstein und weiter gegen SW. wieder in die Bunten Phyllite zwischen Nonnweiler und Hermeskeil verfolgen lassen, und die sich nordwestlich jener Ketten im Wassergebiet der Saar und Mosel wiederholen. Auch im älteren Devon des Sauerlandes in der Umgebung des Oberlaufs der Ruhr[3]),

[1]) Vergl. Studien an metam. Eruptiv- und Sedimentgest. cet. a. a. O. S. 631, sowie die schönen neueren Untersuchungen von Williams (Americ. Journ. of science, vol. XXVIII, Oct. 1884, S. 259 ff.). Die zu augitischen Mineralien Beziehungen darbietende braune Hornblende tritt in den metamorphischen Gesteinen bald in der auch von Zirkel als Kriterium für secundäre Bildung erklärten Weise auf, indem sie einen Antheil der »auf kleinem Raum abweichend gefärbten« Uralitsubstanz ausmacht, ganz wie in dem von Zirkel (D. mikrosk. Beschaffenheit d. Min. u. Gest. S. 179 bis 180) beschriebenen Falle dunkelgrüne Amphibol-Flecken in der lichter grünen Hauptmasse des Uralit oder wie intensiv blaugrüne (Strahlsteinflecke in dem Amiant-Filz des Diabas vom Neuen Gehege bei Wippra Erläut. z. Bl. Wippra S. 47); bald sind es wenigstens in der Säulenzone wohlbegrenzte spiessige bis säulige braune Hornblende-Individuen, die kreuz und quer so, wie sonst lichtgrüne oder wasserhelle Uralit- oder Amiant-Hornblende, in den Chlorit-Pseudomorphosen stecken; oder endlich es umwächst die braune Hornblende rahmenförmig oder durchzieht in kürzeren oder längeren Streifchen den optisch gleich orientirten Augit. Nur diese letzte Ausbildungsweise scheint mir möglicherweise auch einmal auf primäre Entstehung hinzuweisen.

[2]) Es mag bei der Gelegenheit gestattet sein, ein Missverständniss zu beseitigen, das sich in den Erläuterungen v. Dechen's S. 54 findet. Meine geologische Karte von der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1867, Bd. XIX, Taf. XI) soll danach den vulcanischen Tuff von Schweppenhausen als »Melaphyr« angeben. Das ist nun aber gar nicht der Fall. Der »Melaphyr« der Karte hat allerdings eine ähnliche Farbe, aber eine andere Signatur und Ziffer, der Punkt ist vielmehr als Basaltconglomerat angegeben, wie man aus dem letzten Schilde der Farbenerklärung erkennt; überdies ist S. 698 im Text der conglomeratische Basaltgang erwähnt.

[3]) A. Schenk, Die Diabase des ob. Ruhrthales cet. 1884.

im Hohen Venn und im Silur der Brabanter Zone fehlen ja nach den vortrefflichen Beschreibungen und Abbildungen von Schenk, Renard und de la Vallée Poussin [1]) derartige metamorphische Diabase nicht. Es ist sichtlich eine einheitliche Erscheinung durch das ganze Gebirge in allen diesen mehr oder minder veränderten Diabasen ausgedrückt, einheitlich auf Grund einer ursprünglich annähernd gleichen mineralisch-chemischen Zusammensetzung und Struktur, sowie auf Grund der einheitlichen Ursache der Metamorphose; regional verschieden dagegen auf Grund der strichweise verschiedenen Wirkungsweise jener Ursache.

So auch sind die Sericit-Gesteine als metamorphische Eruptiv- und Sediment-Gesteine keineswegs allein auf jene SO.-Region im Taunus beschränkt, von wo aus die so oft verkannten oder angezweifelten Mineralien, Sericit und Albit, sich die Anerkennung als weitverbreitete Gesteinsgemengtheile erobert haben: In Brabant, wie in den Ardennen, im Sauerlande [2]), wie in den Dachschieferzonen der Wildunger Gegend [3]), im Nebengestein der Holzappel-Werlauer [4]) und Müsener Erzgänge [5]), wie als Schleierhülle um die Versteinerungen bei Weilburg [6]), auf Transversalflächen [7]) wie auf Sprungklüftchen [8]) oder als Ausfüllung von Pseudomorphosen [9]) ist der feinfilzig blättrige Muscovit von talkigem Habitus, der Sericit, daheim.

---

[1]) Vergl. der beiden Autoren Beschreibung des Diabas (zu Anfangs Gabbro genannt) von Hozémont in dem Mém. s. les roches plut. de la Belg. et de l'Ardenne franç. S. 62 ff., sowie A. Renard, La Diabase de Challes, près de Stavelot.

[2]) Pseudo-Porphyroide der Bruchhäuser Steine und zu Pasel an der Lenne, Porphyroide vom Typus der Gesteine vom Burhagen bei Altenhundem und dem des Steimel bei Schameder, devonischer Kalk mit sericitischem »Bast« (Liebe) u. s. w.

[3]) Körniger Kalkspath mit Sericitflasern durchwoben.

[4]) Vergl. v. Groddeck's vortreffliche Abhandlung »Zur Kenntniss einiger Sericitgesteine« über das »Weisse Gebirge« im Beilageband II. zum Neuen Jahrb. S. 72 ff.

[5]) z. B. von Gr. Heinrichsegen bei Littfeld.

[6]) teste Sandberger.

[7]) de la Vallée Poussin et Renard a. a. O. S. 129 bis 135.

[8]) z. B. auf denen der gepressten, zersprengten Quarze der Porphyre (Rüdesheim am Fusse des Niederwaldes).

[9]) Zahlreiche Feldspathe sind ganz oder theilweise in Sericit umgewandelt.

Wo aber liegen die Zonen des höchst potenzirten Regionalmetamorphismus im niederrheinischen Gebirge? Heute noch wissen wir darüber zu wenig, immerhin aber doch, Dank den Werken A. DUMONT's u. A. gar Manches, und die exacten Untersuchungen A. RENARD's und des durch CH. BARROIS so glücklich auf dem Gebiete der mikroskopischen Untersuchung unterstützten, unermüdlichen GOSSELET werden uns bald tiefer in das Verständniss des Grads und der Art der Umbildung einführen. Was dabei den neuentdeckten Granit anlangt, so könnte ich hier nur das S. 67 bis 68 Gesagte wiederholen. Die Pseudo-Porphyroide als von unten aufragende Granit-Apophysen aufzufassen, widerspricht bis jetzt gänzlich meiner Erfahrung[1]), wonach die am Schlusse der Faltung aufgepressten Eruptivgesteine relativ wenig Metamorphose erlitten haben. Immerhin ist es nicht undenkbar, dass, namentlich bei nach Zeitintervallen fortschreitender Faltung, relativ früh aufgepresste und dabei auch zwischen die Schichten eingepresste Massen noch vor Schluss der Faltung Stauungsmetamorphose erfahren haben sollten. Es liegen aber auch weder der Granit von Lamersdorf noch die Porphyroide der Hautes Ardennes in der Zone der Maximalwirkung. Diese erstreckt sich vielmehr dazwischen vom Massiv von Serpont in der Richtung auf Bastogne[2]) zu (Zone de Paliseul A. DUMONT's); weiter gegen NNO. folgen die Phyllite und die granatreichen Wetzschiefer des Salmien[3]), die mitten in den schwarzen Schiefern und Quarziten des Hohen Venn's sehr auffälligen lichten und dabei auch phyllitischen Schiefer und Quarzite von Grand Halleux u. s. w. und

---

[1]) Vergl. auch DE LA VALLÉE POUSSIN et RENARD, Note s. l. mode d'origine des roches cristallines de l'Ardenne française, 1885.

[2]) GOSSELET, La faille de Remagne. Die merkwürdigsten der von G. in diesem hochinteressanten Aufsatze beschriebenen Gesteine sind die cornéenne genannten, die sich durch Biotitbildung auszeichnen; schwach pleochroitische Biotitbildung habe ich im Harz ausserhalb der Contacthöfe mehrfach, so in einem längs der Verwerfung, welche die Silberbornsgrube bei Blankenburg durchsetzt, phyllitisch gewordenen Unterdevonschiefer beobachtet; ebensolchen schwach, aber deutlich pleochroitischen Biotit führt ein Unterdevonschiefer im Quarzit oberhalb Bingerbrück.

[3]) Darin Quarzgänge mit Andalusit, Davreuxit, Granat u. s. w.

die bis über Lamersdorf hinaus reichenden sericitischen Puddinge, die v. Lasaulx anfangs für Porphyroide nahm, woran sie Baur[1]) bereits erinnert hatten; rechnet man noch die metamorphischen Gesteine der Hautes Ardennes hinzu, so erhält man einen gegen SO. gespannten, gegen NNO. und WNW. umgestauten Bogen, der mir dem der Zone von Wippra und dem der Liebe'schen Maximalwirkungszone zu entsprechen scheint, zumal auch hier, wie in der Stolberger Gegend im Harz und im Frankenwalde die Intensität der metamorphischen Erscheinungen sichtlich da abnimmt, wo, wie in den Basses Ardennes die mehr gegen WNW. gekehrte Richtung (W. 10° N.) die Oberhand gewinnt, während weiter gegen O. und NO. dieselbe Richtung in häufigem Kampfe mit der dort entschieden vorherrschenden SW.—NO.-Richtung wahrgenommen wird.

Dass im Taunus und der ihn linksrheinisch fortsetzenden SO.-Randzone die auf der v. Dechen'schen Uebersichtskarte als azoisch dargestellten Sericitgneisse, Hornblendeschiefer, Phyllite u. s. w. ebenfalls auf der Convexseite der Quarzitketten liegen, erhellt aus dem oben S. 94 Gesagten; überdies steht fest, dass die metamorphischen Erscheinungen, in ihrer Gesammtheit betrachtet, im W. bei Hermeskeil am schwächsten, mit der grösseren Annäherung an das umgestaute NO.-Ende auf der rechten Rheinseite dagegen am stärksten ausgebildet auftreten. Die Petrographie und Stratigraphie der Taunusgesteine, behufs einer Entscheidung der zwischen Karl Koch's Auffassung und der meinigen schwebenden Controverse, wird mich noch speciell beschäftigen, daher ich in die Erörterung an dieser Stelle nicht eintreten will. Nur das sei hervorgehoben, dass auch nach meiner Ansicht vom rein petrographischen Standpunkte aus die untere Abtheilung der »älteren Taunusgesteine« Koch's recht wohl einem sogenannten Urschiefersystem angehören könnte, für die obere dagegen muss ich dies von meinem Erfahrungsstandpunkte aus in Abrede stellen. Ebensowohl kann aber auch das untere Stockwerk ein durch Dislocationsmetamorphose umgewandeltes palaeozoisches sein, und

---

[1]) a. a. O. S. 355.

dafür sprechen gar nicht wenig Anzeichen: die z. Th. gar nicht stark metamorphosirten Diabase (Rauenthal, Schweppenhausen, Münster bei Bingen) und Porphyre (Rüdesheim) und die diabasischen Grünschiefer (Rauenthal, Winterburg, Spall), die an den Keratophyr erinnernde chemische Durchschnittszusammensetzung vieler Sericitgneisse und die Albit-, Orthoklas- und Mikroperthitnatur ihrer Feldspathe u. s. w. Die Entscheidung liegt danach in der richtigen Auffassung der Lagerungsverhältnisse, die schwerlich so einfach sein dürften, als sie meinem verstorbenen Freunde Koch, der die gegen den SO.-Rand gekehrte Ueberschiebung gar nicht in Betracht gezogen hat, erscheinen mochten[1]. Die Concordanz des Unterdevonischen Taunusquarzits mit dem azoischen Schiefersystem, welche v. Dechen[2] so nachdrücklich hervorhebt, würde sich am Ende als Folge übergrossen Drucks, der ursprüngliche Discordanzen verwischt, verstehen lassen. Das würde dann aber eben auch nicht für einfache Lagerungsverhältnisse sprechen. Störungslinien werden ganz gewiss nicht fehlen[3]; überdies aber muss die Hauptfrage dahin gerichtet sein: wo liegt die Sattellinie des kettenförmig gebauten Taunus? was ist Sattel? was ist Mulde? was ist rechtsinniges, was widersinnig überschobenes Fallen?

Es giebt noch eine zweite Gegend, ganz im O. von Deutschland und meist auf österreichischem Gebiete, wo Unterdevon concordant auf Gneiss liegt, aber durch ganz allmähliche Uebergänge damit verbunden sein soll: das Altvatergebirge, das gerade jetzt aufs Neue von den Geologen der k. k. geologischen Reichsanstalt in

---

[1] a. a. O. S. 199.

[2] Erläuterungen S. 1 bis 2.

[3] Was Rothpletz (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, Bd. XXXVI S. 694) darüber mitgetheilt hat, ist recht interessant, aber viel zu kurz gehalten, um eine Controlle zu erlauben. Die Verwerfungen im Rheinthal hat übrigens Dumont z. Th. schon angeführt, Stifft gab ein Erzvorkommen auf der rechten, v. Dechen ein solches auf der linken Rheinseite an und Élie de Beaumont brachte schon schlechthin Störungen mit der Bildung des Rheinthales in Zusammenhang (Notice sur les systèmes de montagnes S. 196). Die silurischen Kieselschiefer (doch ohne Graptolithen) erinnern gar zu lebhaft an Hainichen in Sachsen, als dass man sie Angesichts der Berge von Devon-Kieselschiefer im Harz und der devonischen Kieselschiefer, die Koch im rheinischen Schiefergebirge selbst beobachtet hat, nicht mit sehr grosser Reserve aufnehmen sollte.

Angriff genommen werden soll. Auch dort ist die Faltenverbiegung sichtlich aus der Umstauung der Streichlinien aus NNO. in N., NW. und WNW. (ca. h. 2 bis h. 7) zu erkennen. Namentlich in der Umgebung des »Querbergs« tritt die sudetische Richtung südlich Zuckmantel sehr deutlich hervor. Dabei rücken die Falten der Schichten enger zusammen, so dass sich das Devon-Culm-Profil am N.-Ende beträchtlich einengt. Von O. nach W. kommt man stets in krystallinischere Schichten, worüber man F. Roemer's Geologie von Oberschlesien einsehen wolle, die sich für diese Gegend vorzüglich auf die sehr gewissenhaften Beobachtungen A. Halfar's, des Entdeckers der Unterdevon-Fauna vom Dürrberg bei Einsiedel, stützt: Culm-Schieferthon im O., glimmerschieferähnlicher fester Culm-Thon- und -Dachschiefer im W.[1])! Aber auch, und das ist für die Beurtheilung der Faltendrehung wichtig, von S. nach N. finden anscheinend Aenderungen in der Beschaffenheit der Gesteine statt: Quarzite in N. gehen weiter gegen S. in Sandstein über und die Diabase im Oberdevon ersetzen sich gegen N. durch »Diorite«. Ebenso treten im Unterdevon Diorite auf. Diese Diorite haben ganz entschieden epidioritischen Habitus, während die zugehörigen Grünschiefer z. Th. ganz grobnadelige Amphibolschiefer sind. In einem recht grobkörnigen Diorit vom Ostabhange des Ludwigsthaler Schlossberges konnte ich die »angenagten« Reste des Diabas-Augits nachweisen. Wenn man sich entsinnt, dass ein so objectiver Beobachter wie v. Oeynhausen[2]) dieses Unterdevon als Glimmerschieferformation beschrieben und die Eisenerze derselben denen von Arendal verglichen hat, muss man von der Neuaufnahme der Untersuchungen in dieser Gegend ebenso wichtige Aufschlüsse für die Wissenschaft erwarten, als von den Ardennen und von Ostthüringen her. Glückauf!

---

[1]) a. a. O. S. 46.

[2]) C. v. Oeynhausen, Versuch ein. geogn. Beschreibung v. Oberschlesien 1822.

Einige Carbonate aus der Steinkohlenformation.

Von Herrn **Ernst Weiss** in Berlin.

Unter den Mineralien der Kalkspathreihe mit ihren zahlreichen isomorphen Mischungen kommen auch in Schichten der Steinkohlenformation manche Glieder vor. Schon längere Zeit ist von Saarbrücken besonders das Auftreten zweier krystallisirter Vorkommen bekannt, die sich in Spalten und Hohlräumen von Thoneisenstein und Sandstein häufig finden. Anscheinend sind es zwei Arten, die sich äusserlich durch Farbe und Beschaffenheit unterscheiden, aber bisher noch nicht näher festgestellt waren. Es wurden daher von mir gesammelte Exemplare aus dem Camphausenschacht im Fischbachthale bei Saarbrücken der noch fehlenden Untersuchung unterworfen, im chemischen Laboratorium der Bergakademie unter Leitung des Herrn Prof. FINKENER analysirt, auch das specifische Gewicht bestimmt, welche Arbeit die Herren Dr. SPRENGER und Dr. BÄRWALD übernahmen, ausserdem das eine Mineral krystallographisch untersucht und durch Herrn Dr. SCHEIBE gemessen. Die Ergebnisse theile ich hiernach mit.

Das erste Carbonat ist weiss von Farbe, stark durchscheinend und glänzend, es erscheint sehr rein, kalkspathähnlich und sitzt in einzelnen und zusammengehäuften Rhomboëdern, welche eine

Grösse bis zu 2,5 Centimeter erreichen, auf dem Sandstein. Härte 4, specifisches Gewicht 2,9404.

Die Analyse wurde zuerst nur bezüglich des Gehaltes an Kalkerde, Magnesia und Eisenoxydul ausgeführt, da sich aber trotz der rein weissen Farbe ein merklicher Gehalt an Mangan fand, wurde diese Bestimmung nachträglich gemacht und dabei die Eisenbestimmung erneuert. So erhielt man

FeO	9,47, resp. 9,25			$FeCO^3$	15,25, resp. 14,90
MnO	1,63			$MnCO^3$	2,60
CaO	29,77		oder	$CaCO^3$	53,16
MgO	14,21			$MgCO^3$	29,84
CO^2	45,28				
	100,36	100,14			100,50.

Hierin ist das Molecularverhältniss der Carbonate

$$MgCO^3 : CaCO^3 : FeCO^3 : MnCO^3$$
$$1 : 1{,}496 : \underbrace{0{,}37 : 0{,}063}_{0{,}433.}$$

Die isomorphe Mischung kommt also nahe einem manganhaltigen Ankerit, worin 2 ($MgCO^3$ + $CaCO^3$) verbunden sind mit $CaCO^3$ + (Fe, Mn) CO^3.

Näher würde das Verhältniss

$$10\, MgCO^3 + 15\, CaCO^3 + 4\, (Fe, Mn)\, CO^3$$

liegen.

Da die Krystalle zum Theil gut messbar erschienen, so wurden durch Herrn Dr. Scheibe eine Anzahl Messungen ausgeführt. Besonders drei Krystalle lieferten folgende gute Bestimmungen:

Krystall No. 1 ergab bei guten Bildern an der einen Seitenkante 73° 28′ (73° 26′ — 73° 30′); an einer Endkante 106° 34′.

Krystall No. 2 ergab bei guten Bildern eine Endkante 106° 23, (106° 22½ — 23′); weniger gut andere Endkante 106° 33′; weniger gut andere Seitenkante 73° 39′.

Dieser Krystall trägt auch kleine Flächen eines schärferen Rhomboëders erster Ordnung, also unter den Flächen des Hauptrhomboëders. Es ergiebt sich für dieselbe das Zeichen

$$(a : a : \infty a : 4c) = 4R.$$

Ihre Neigung zur darüber liegenden Rhomboëderfläche wurde gefunden 148° 28′ — 148° 3′ (ber. 148° 21½′); die zu seitlich anliegenden 98° 49′ — 98° 11′ (ber. 98° 37′ bei einem Rhomboëder von 106° 30′ Endkante).

Krystall No. 3 endlich ergab bei mässigen Bildern Endkante 106° 33′ und 106° 35′; Seitenkante 73° 22′ und 73° 18′ — 73° 20′.

Als Mittel aus den besseren Messungsresultaten kann man annehmen:

Endkante . . . 106° 30′
Seitenkante . . 73° 30′.

Das zweite Mineral ist erbsengelb oder bräunlich, weniger durchscheinend und weniger glänzend, dem Spatheisenstein ähnlich; die Rhomboëder sind nicht so gross, an den Seitenkanten kamm- oder garbenförmig zusammengesetzt, die Flächen durch subparallele Zusammenhäufung von kleinen Individuen drusig, mehr oder weniger gekrümmt. Härte wenig unter 4, spec. Gew. 3,442.

Die Analyse ergab:

FeO	36,38		$FeCO^3$	58,61	1,16	1,22 oder 1,14	
MnO	2,03		$MnCO^3$	3,288	0,06		
CaO	1,85	oder	$CaCO^3$	3,304	0,07	zu	zu
MgO	17,39		$MgCO^3$	36,52	1	1,07	1
CO^2	42,56						
	100,21			101,72.			

Dies ist nahezu entsprechend dem Pistomesit Breithaupt's $= MgCO^3 + FeCO^3$, welche Formel erfordert 57,86 $FeCO^3$ und 42,14 $MgCO^3$.

Messungen wurden an Spaltstückchen versucht, indessen konnte nur festgesetzt werden, dass der Endkantenwinkel des Rhomboëders über 107° beträgt; für genauere Bestimmungen ist das Material ungeeignet.

Der Ankerit und Pistomesit von Saarbrücken kommt zusammen vor, an den Stücken von Camphausen bildet weisser Ankerit die direkte Unterlage auf dem Sandstein, darauf folgt der Pistomesit und auf diesen in grösseren freien Krystallen Ankerit. Letzterer ist der analysirte und gemessene. Kupferkies sitzt auf beiden Mineralien, an anderen Orten finden sich zugleich Schwefelkies, Binarkies, Haarkies, Blende, Bleiglanz, letztere beide selten.

Seit mehreren Jahren sind auf der Halde der Zeche Vollmond bei Langendreer in Westfalen Concretionen in Form von Kugeln und Nieren in Menge gefunden worden, welche das Aussehen von kohligen Sphaerosideritnieren besitzen und durch den Einschluss zahlreicher Pflanzenfragmente ausgezeichnet sind, die durch die Mineralmasse versteinert sind und sehr wohl erhaltene innere Struktur zeigen, so dass diese Körper das Material zu ausgedehnten pflanzenpalaeontologischen Untersuchungen bieten, die im Gange befindlich sind. Der Entdecker dieser interessanten Vorkommen, Herr W. Wedekind in Witten, giebt hiervon zuerst Nachricht in d. Verh. des naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1884, S. 181 und theilt mit, dass die Nieren angeblich aus dem Hangenden von Flötz Fritz, vielleicht aber wahrscheinlicher von Flötz Isabella stammen, was sich gegenwärtig nicht mehr entscheiden lässt, da kein Bergbau mehr auf den beiden Flötzen stattfindet. Doch spricht für das letztere das Vorkommen vereinzelter Abdrücke von *Pecten papyraceus*, welche Muschel im Hangenden von Flötz Isabella massenhaft auftritt.

Die Masse ist bräunlichschwarz oder schwärzlichbraun, auch lichter braun, wenn sie grössere Pflanzenreste versteinert hat, hier und da von einem weisslichen Carbonat durchzogen oder durchspickt, ebenso öfters von Schwefelkies. Sie ist meist völlig dicht bis feinkörnig, im mikroskopischen Schliff stellenweise blumig aggregirt, nie radialfasrig. Die Formen der Concretionen sind mannichfach, Kugeln von Erbsengrösse bis 13 Centimeter Durchmesser sind häufig. Wedekind fand einzelne Nieren von 40, ja

80 Centimeter Durchmesser. Die Färbung ist durch organische Substanz hervorgerufen und verleiht der Masse ganz das Ansehen von Spatheisenstein, als welcher sie auch bisher angesprochen wurde; indessen hat die Analyse gezeigt, dass nur sehr wenig Eisengehalt darin ist, vielmehr die Substanz als ein Dolomit zu bezeichnen ist.

Diese Dolomit-Knollen sind oft in grösserer Menge zusammengehäuft und durch ähnliche Masse und Kohlensubstanz verkittet, oft sind sie zu zwei und mehreren mit einander verwachsen oder ganz unregelmässig geformt. Hat die Masse grössere Stücke von Pflanzenresten versteinert, so hängt die Form von letzteren ab. Oft sind sie ganz von einer Kohlenrinde bedeckt und Steinkohle durchzieht die Körper mannichfach und regellos, selbst bei grösseren derartigen Versteinerungen, doch ist es meistens die Rinde der Körper, welche verkohlt, nicht versteinert ist.

Die äusseren Merkmale der Versteinerungen sind selten erhalten, am meisten von *Lepidodendron*, *Stigmaria* und *Calamites;* aber in den Schliffen erkennt man *Lepidodendron*, *Lyginodendron*, *Stigmaria*, *Cordaites*, *Farne*, *Sphenophyllum* und fast alle von WILLIAMSON aus englischen Kalkconcretionen beschriebenen Gattungen, die Herr Dr. FELIX zu bearbeiten im Begriffe steht.

Eigenthümlich ist die Erhaltung der petrificirten Pflanzenkörper. Nicht nur ist ein und dasselbe Pflanzenstück theilweise in Dolomit umgewandelt mit Beibehaltung der Form der Elementartheile, theilweise jedoch in undurchsichtige Kohle verändert und nur der wirklich versteinerte Theil ist mit mehr oder weniger tiefbrauner Farbe durchsichtig, sondern es findet auch durch Zunahme der ausgeschiedenen undurchsichtigen Kohle ein allmählicher Uebergang aus dem strukturreichen in den strukturlosen Theil statt und in dem letzteren tauchen oft wieder Stellen mit Struktur auf, welche dann durchsichtig sind. Besonders sind es die Zellenwände, welche an verschiedenen Stellen immer dunkler bis schwarz und undurchsichtig erscheinen; diese kohlige Masse breitet sich an anderen Stellen mehr aus und lässt grössere Partieen kohlig werden. Es ist durchaus das Bild eines Objectes, das gleichzeitig dem Verkohlungs- wie dem Versteinerungspro-

cesse unterlag, welche Vorgänge in einander griffen und so theils stärker petrificirte, theils stärker verkohlte Theile erzeugten. Vorzugsweise geschah dies derart, dass während der innere Theil bei Stämmen und Stengeln mineralisirt wurde, der äussere, der Rindentheil nur verkohlte. Es dürfte aber auch diese Beobachtung dazu angethan sein, zu meinen, dass die Umwandlung in Steinkohle eine ebenso ursprüngliche bei allen diesen Pflanzenresten sei, wie die Versteinerung durch infiltrirte Minerallösung. Man sähe sich damit auf denselben Gedanken geführt, für den neuerlich Renault plädirt (la houille in: Le Génie Civil, Revue générale hebdomadaire des industries françaises et étrangères, t. VI (1884 — 85) No. 9, p. 136, mit Taf. XIII), dass nämlich, zum Mindesten in solchen Fällen, der Process der Steinkohlenbildung aus der Pflanzensubstanz nicht von ungeheuren Zeiten und Druckwirkungen abhängig gewesen und allmählich unter fortschreitendem Durchlaufen der Umbildung in Torf, Braunkohle und Steinkohle hervorgegangen, sondern direkt an der Pflanzensubstanz erfolgt sei. Von Druckwirkung in irgend beträchtlicherem Grade ist hier durchaus nichts zu finden und darin bestätigt sich auch das von Gümbel erhaltene Resultat, dass diejenigen Theile mitten aus strukturloser Steinkohle, welche noch Struktur zeigen, nichts von Zusammenpressen in höherem Grade erkennen lassen. Uebrigens hat auch der Verfasser schon längst nachgewiesen, dass das, was man bei Pflanzenresten der Steinkohlenformation, z. B. bei Calamarien, häufig als Druckwirkung bezeichnet, nämlich das flache Zusammenliegen der beiden Seiten eines Stengeltheiles, durch nichts anderes hervorgerufen ist, als das Zusammenfallen der weichen vermodernden Masse des Stengels vermöge des eignen Gewichtes oder nur geringer Bedeckung mit Schlamm. Grössere Druckkräfte spielen bei allen diesen Vorgängen gewiss absolut keine Rolle, am wenigsten bei der chemischen Umwandlung in Kohle.

Bei der Analyse einer solchen Niere war überraschend, dass kein Spatheisenstein vorlag; auch eine qualitative Probe eines Stückes, das einer Versteinerung entnommen war, ergab dieselbe Zusammensetzung. Es enthält nämlich die analysirte Niere nach Dr. Bärwald:

CaO	28,4
MgO	18,8
CO^2	42,7
FeO	0,1
Fe^2O^3	0,1
Schwefelkies	2,6
unverbrennbarer Rückstand	0,2
	92,9.

Rest verbrennbarer kohliger Rückstand.

Da hierin das Molekularverhältniss von MgO : CaO = 1 : 1,08, fast = 1 : 1, so ist der Dolomit von der gewöhnlichen Zusammensetzung.

Die Langendreer Dolomitknollen lassen sich mit den ähnlichen englischen vergleichen, welche Binney und besonders Williamson zu so zahlreichen anatomischen Untersuchungen gedient haben. Binney theilt davon in seinen observations on the structure of fossil plants found in the carboniferous strata, part I, Calamites (Palaeontogr. Soc. 1867), S. 13 u. 14 zwei Analysen mit, die ich hier citire, die erstere ist eine solche von Mr. Hermann an den Oldham concretions, die zweite von Dr. Angus Smith an Halifax concretions vorgenommen; beide stammen aus den unteren Coal-measures, die zweite aus der sogenannten Ganister coal.

	(1)	(2)
Kohlensaurer Kalk	76,66	45,610
Kohlensaure Magnesia . . .	12,87	26,910
Sesquioxyd von Eisen . . .	4,95	—
Oxyde des Eisens	—	13,578
Schwefelkies	0,73	11,650
Kohlige Masse	4,95	—
Kieselsäure	—	0,230
Kali- und Natronsulphat . .	—	1,620
Hygr. Wasser	—	0,402
	100,16	100,000.

Zur Kenntniss der untersilurischen Eisensteine im Thüringer Walde.

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

Im Untersilur des Thüringer Waldes, und zwar in dem unteren Theile dieser Abtheilung kommen als normale, grössere und kleinere Zwischenlager des Thonschiefers und Quarzits, gewisse Eisensteine vor, welche in früheren Zeiten (meist unter Zuschlag anderweitiger Eisensteine) Gegenstand der Verhüttung auf den kleinen einheimischen Eisenwerken gewesen sind.

Bezüglich des Auftretens und des Horizontes dieser Lager haben wir an anderer Stelle einiges Nähere gesagt[1]); hier wollen wir nur auf den Eisenstein selbst, in petrographischer Hinsicht, näher eingehen.

---

[1]) Vergl. den Aufsatz in diesem Bande S. 24.

Dieselbe Eisensteinbildung wie in Thüringen findet sich bekanntlich im Fichtelgebirge; bezüglich Beschreibung der betreffenden Gesteine ist auf die »Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges etc.« von Gümbel, 1879, S. 235 bis 236, 420—428 zu verweisen.

Auch im Vogtlande kennt man denselben Eisenstein; s. Liebe »Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens«, Abh. z. geolog. Specialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten, Bd. V, Heft 4, 1884, S. 10, 11.

Auch im böhmischen Untersilur, und zwar auch hier besonders in den unteren Theilen finden sich in grosser Verbreitung entsprechende Lagerstätten eines ganz ähnlichen, zum Theil fast identischen Eisensteins, über welchen wir in der Folge noch einiges anzuführen haben.

Man hat in den bisherigen Beschreibungen dieser Gegenden, wenn von jenen Eisensteinen die Rede war, mit Recht Thuringit und Chamosit (Chamoisit) unterschieden; zweckmässigerweise legen wir den folgenden Mittheilungen diese Unterscheidung zu Grunde, da sich der Stoff hiernach naturgemäss eintheilen lässt.

Thuringit.

Unter diesem Namen beschrieb A. Breithaupt[1]) eine von ihm aufgestellte Mineralspecies von Schmiedefeld, unweit Saalfeld in Thüringen, mit folgenden Worten:

Perlmutterglanz.

Farbe olivengrün, Strich oliven- bis zeisiggrün und fettig glänzend. Blätterige und körnig zusammengesetzte Massen. Spaltbar in einer Richtung, deutlich.

Härte $2^1/_2$ bis 3.

Gewicht 3.151 bis 3.157 (2 Beobachtungen). Abänderungen aus einem Eisensteinlager von Schmiedefeld im Herzogthum Saalfeld.

Fettig anzufühlen.

Eine etwas erweiterte Beschreibung giebt derselbe Mineraloge 1841[2]); hier wird bemerkt, dass die derben (sehr feinkörnigen) Massen des Minerals zuweilen Gangtrümer enthielten, wo es deutlich blättrig ausgeschieden sei; dass dasselbe durch Verwitterung in ein ockriges Brauneisenerz übergehe; dass es nach qualitativer Untersuchung Plattner's aus vorwaltendem Eisenoxydul, Thonerde und weniger Kieselsäure mit 8 pCt. Wasser bestehe, und vor dem Löthrohr zu schwarzer, magnetischer Masse schmelzbar sei u. s. w.

Die quantitative Zusammensetzung des Thuringits von Schmiedefeld und Reichmannsdorf finden wir in Rammelsberg's Mineral-

[1]) Vollständige Charakteristik des Mineral-Systems. 3. Auflage. Dresden und Leipzig 1832. S. 95; 2. Classe: Steine; 4. Ordnung: Glimmer. In der 2. Auflage, 1823, steht der Thuringit noch nicht.

[2]) Vollständiges Handbuch der Mineralogie, 2. Band, Dresden und Leipzig 1841, S. 386.

chemie[1]); danach beträgt nach drei Analysen, in Procenten, der Gehalt an Kieselsäure 22,05—23,55, Thonerde 15,63—18,39, Eisenoxyd 13,79—17,66, Eisenoxydul 30,78—34,34, Magnesia 0,89 bis 1,47, Natron (Kali) 0—0,14, Wasser 9,81—11,44. — Im Mittel der drei Analysen ist für den Thuringit der Gehalt an Eisen (Fe) 36,53 pCt.

Bei den mir vorliegenden Handstücken von Schmiedefeld ist in frischem Zustande die Farbe des derben Thuringits olivengrün, fast schwarzgrün, die Textur höchst feinschuppig oder schuppigkörnig. Stückchen davon, mit kochender, concentrirter Salzsäure behandelt, werden in der Art zersetzt, dass sie ihre Form und Oberflächenbeschaffenheit behalten und völlig weiss werden; dieser Rückstand scheint, nach den Löthrohrreaktionen, so gut wie reine Kieselsäure zu sein. Zu Pulver gerieben und mit concentrirter Salzsäure gekocht wird der Thuringit rasch völlig zersetzt, wobei sich die Kieselsäure, wie die Lehrbücher bereits angeben, flockiggallertartig abscheidet. Die Schmelzbarkeit vor dem Löthrohr zu schwärzlicher, magnetischer Schlacke trifft auch bei den mit Thuringit durchwachsenen Thonschieferschmitzen zu[2]).

Härteversuche ergaben bei meinen Proben den Grad 3; auch der zu erwähnende geschieferte Thuringit, sowie Thuringitoolith zeigten diesen Grad. In den Lehrbüchern ist zum Theil ein geringerer Grad angegeben.

---

[1]) Handbuch der Mineralchemie 1860, S. 851. — Berechnet man das Mittel aus den drei Analysen, so findet man:

SiO_2	22,61 pCt.
Al_2O_3	16,80 »
Fe_2O_3	15,43 »
FeO	33,10 »
MgO	1,20 »
H_2O	10,60 »
	99,74 pCt.

[2]) Wie bekanntlich bei sehr vielen eisenhaltigen Mineralien und Gesteinen. Schon das blosse Glühen eines Stückchens Thuringit, wenn es nicht zu kurz ist, reicht hin, um dem nun gebräunten Mineral Wirksamkeit auf eine empfindliche Magnetnadel zu ertheilen; aber auch diese Reaktion kommt einer ganzen Menge eisenhaltiger Mineralien und Gesteine zu.

Das specifische Gewicht einer Probe derben Thuringits von Schmiedefeld wurde im Laboratorium der Königl. geolog. Landesanstalt und Bergakademie von Herrn Dr. BÖTTCHER zu 3,118 bestimmt, also etwas geringer als das von BREITHAUPT angegebene. — In derselben Probe anscheinend reinen, derben Thuringits wurde von dem Genannten ein geringer Phosphorsäuregehalt, 0,078 pCt., nachgewiesen, was Beachtung verdient, weil hiernach der in den Untersilur-Eisensteinen Thüringens bei hüttenmännischen Proben gefundene, meist grössere Phosphorsäuregehalt, um so weniger befremdlich ist.

In einem Dünnschliff stellt sich der Thuringit als ein mikrokrystallines Aggregat höchst feiner Blättchen oder Schüppchen dar, die je nach ihrer Lage zur Schliffebene bald mehr im Durchschnitt, bald mehr mit ihren grösseren Flächen zu sehen sind. Die Breite der Blättchen wurde auf wenige Hundertstel Millimeter, etwa 2 bis 3, und ihre Dicke zu $^1/_5$—$^1/_{10}$ hiervon bestimmt. Die Blättchen lassen ganz schwachen Dichroismus, etwa zwischen blass bläulichgrün und mehr gelblichgrün erkennen. An Stellen, wo die Verwitterung zu wirken begonnen hat, stellt sich gelbgrüne Färbung ein, die weiterhin in braungelb übergeht. Recht bemerkenswerth ist die sehr oft sich wiederholende Aneinanderreihung der dünnen Blättchen zu mehr oder weniger gekrümmten Bogenstücken, worauf bereits FISCHER[1]) aufmerksam gemacht hat. In dieser Textur dürfte auch der Grund zu dem bei der Verwitterung öfters hervortretenden oolithartigen Aussehen der sonst derben Thuringitmassen liegen.

Die Verwitterung beginnt dann damit, dass in der sonst noch unveränderten schwarzgrünen Fläche lichtere und bräunliche Punkte und rundliche, kaum mohnkorngrosse Flecken erscheinen, die bei näherer Betrachtung etwa wie kleine Oolithe aussehen, oder dass umgekehrt die Fläche gelblich anläuft und kleine, rundliche Flecken von oolithartigem Aussehen in dunkler Färbung zurückbleiben.

---

[1]) H. FISCHER, Kritische, mikroskopisch-mineralogische Studien. Freiburg i. Breisgau 1869, S. 60; morphologische Uebereinstimmung von Helminth, Aphrosiderit, Thuringit, Prochlorit.

Mit weiter vorgeschrittener Verwitterung entsteht eine etwas zerfressen aussehende, gelbe bis braune Masse, in welcher sich die oolithartige Struktur vielfach sehr deutlich zu erkennen giebt, und die einzelnen Oolithchen als kleine, ausgewitterte Hohlformen von innen, oder als kleine, vorragende Kugel- oder Sphäroidtheile von aussen sichtbar werden, auch öfters concentrisch-schalige Zusammensetzung zu erkennen geben. Diese feine oolithartige Struktur ist selbst dann noch wahrnehmbar, wenn die Verwitterung schon weiter vorangeschritten ist; doch die ganz zu Brauneisenerz in Form von Rinden, glänzenden, nierenförmigen u. s. w. Ueberzügen und derben Stücken gewordene Masse giebt jene Struktur nicht mehr zu erkennen.

An den gesammelten Handstücken lässt sich wahrnehmen, dass der Thuringit häufig mit gewöhnlichem weichem, dunklem Thonschiefer in schichtiger Verwachsung eng verbunden vorkommt, in der Art also, dass er in der Schichtungsrichtung in Form von oft sehr schmalen Streifen und Schmitzen im Thonschiefer erscheint. Wegen der beiderseitigen dunklen Färbung ist dies nicht immer sofort zu erkennen; untersucht man eine solche Schieferfläche, welche meist in der Richtung transversaler Schieferung liegen wird, genauer, so erkennt man in den wechselnden Streifen den Thuringit an seiner höchst feinkörnig-schuppigen Oberfläche mit fast seidenartigem Schimmer, den Thonschiefer an den winzigen, feinen, weissen Schüppchen eines Glimmerminerals (die dem Thuringit fremd sind), bei matterer Oberfläche; auch das Strichpulver hilft zur Unterscheidung; geglühte Proben zeigen den Unterschied der beiderlei Massen fast noch besser. Auch das Aussehen eines Dünnschliffs bestätigt, dass die Verwachsung von Thuringit und Thonschiefer in dünnen Lagen und Streifen, die sich auskeilen und auch wohl Abzweigungen entsenden können, eine sehr enge ist.

Oefters zeigen sich auch etwas grössere Massen von derbem, reinem, oder fast reinem Thuringit deutlich von Querschieferung durchsetzt; dieselbe tritt dadurch noch besser hervor, dass in ihrer Richtung durch die beginnende Verwitterung braune Striche und Streifen entstehen.

In den alten, grossen, schon seit längerer Zeit ausser Betrieb befindlichen Eisenstein-Tagebauen bei Schmiedefeld kann man Thuringitstücke in grosser Menge sammeln; dieses Mineral bildet, besonders im hangendsten Lager, sowie auch in dem Lager auf der Höhe, östlich vor Schmiedefeld, mächtige, derbe Massen, oder bildete sie wenigstens ehemals, insofern nämlich jetzt ein grosser, oder wohl der grösste Theil derselben, soweit sie zu Tage ausgehen, in Brauneisenerz umgewandelt ist. Dasselbe erscheint in Form etwas unregelmässig gestalteter Bänke, welche oberflächlich und in der Nähe von Klüften ein zerfressenes, löcheriges Ansehen besitzen, während im Innern noch Thuringitkerne stecken. Das Vorkommen der Thuringitmasse ist also ein lagerhaftes; in derselben Weise wie im kleinsten Maassstabe Thuringitschmitzen und Schiefer schichtig wechseln können, wiederholt sich dies im Grossen; man sieht im Tagebau deutlich Schieferschalen von dunkelgrünlicher, verwittert von brauner Farbe mit dem Eisenstein wechseln. Die Untersuchung des ganzen Vorkommens, wie das der Handstücke, führt zu der Ansicht, dass man es beim Thuringit nicht mit einer secundären Mineralbildung, wie sie auf Gängen, Klüften und Drusen erfolgt, zu thun hat, sondern mit einer ursprünglich abgelagerten, diesem untersilurischen Eisensteinhorizont besonders angehörigen Mineralmasse.

Von anderweitigen Mineralien, welche mit dem Thuringit vorkommen, ist besonders Eisenkies und Quarz zu nennen, von welchen jener meist nur in geringerer Menge vorhanden ist, während dieser in grösserer Menge, und oft in sehr inniger Verwachsung und Durchdringung mit Thuringit erscheint [1]).

Was die Verbindung der Thuringitmasse mit dem weichen, dunklen Thonschiefer betrifft, so scheint es, dass sie ausser in dünnen Lagen auch öfters in kleinen Körnchen, oolithartig, im Schiefer enthalten ist; bei der Verwitterung zeigt sich solcher Schiefer wie von zahllosen kleinen, gelben und braunen Punkten

---

[1]) Bei den zu Brauneisenerz umgewandelten Lagertheilen kann für einen Theil des vorkommenden Quarzes an eine Entstehung durch Zersetzung des Thuringits gedacht werden. Der damit vorkommende weisse Glimmer macht ebenfalls durch die Art seines Auftretens den Eindruck von Neubildung.

durchsetzt, oder, wenn diese auswittern, durchlöchert. Man kann wohl vermuthen, dass in der Nähe der Thuringitmassen der dem Thonschiefer an und für sich schon angehörige, einen Theil seines mikroskopischen Gewebes ausmachende, chloritische Bestandtheil nichts anderes ist wie Thuringit, doch dürfte ein bestimmter Beweis hierfür chemisch wie optisch schwierig sein. Thatsächlich zeigen die weichen Schieferzwischenmassen der Thuringit führenden Eisensteinlager vielfach eine stark grünliche Färbung, die sehr leicht beim Verwittern in gelb und braun umschlägt. Mitunter scheiden sich auch in eben diesen Schiefern, wie dies z. B. besonders in dem liegendsten Theile der Schmiedefelder Eisensteinlager beobachtet wurde, grössere, bis über erbsengrosse, oolithische Körper von sehr deutlich concentrisch-schaliger Struktur aus; wie weit reiner Thuringit an ihrer Zusammensetzung betheiligt ist, konnte nicht ermittelt werden, da sie nirgends in frischem Zustand angetroffen wurden, und sehr häufig durch Verwitterung hohl werden und ausfallen. Eine Probe derartiger, von erbsengrossen, fein concentrisch-schaligen Oolithen ziemlich dicht erfüllten Schiefermasse, von grünlicher Färbung des Ganzen im frischen Zustande, ergab einen Eisengehalt von 21,35 pCt. (Dr. W. Böttcher), also erheblich weniger als beim reinen Thuringit, so dass der Antheil an Schiefermasse, auf welchen ein kleinerer Theil dieses Eisengehalts zu rechnen ist, schon bedeutend in's Gewicht fällt, und das Ganze kein Eisenerz mehr darstellt. All diese grünlichen, eisenoxydulhaltigen Schiefer, mit oder ohne Oolithe, geben schliesslich durch Verwitterung Anlass zur Entwicklung von Brauneisenstein in Rinden, Krusten u. s. f. Andererseits fehlt es in den Zwischenräumen der Eisensteinlager auch nicht an solchem Thonschiefer, welcher sich von dem gewöhnlichen Thonschiefer des Untersilurs wenig oder gar nicht unterscheidet, und keinen grösseren Eisengehalt zu besitzen scheint.

Wenn auch an Masse des Thuringitvorkommens die Schmiedefelder Eisensteinlager von keiner anderen Stelle in Thüringen erreicht werden, so kommt, wie zu erwarten, dieses Mineral in gleichem Horizont doch auch an anderen Orten vor, deren sogar recht viele sein werden, wenn man die oolithischen und die unrei-

neren Abänderungen mitrechnet. So ist z. B. sein Vorkommen östlich von Schmiedefeld, in der Strecke nach Reichmannsdorf hin, zu constatiren, wo ich Thuringit frisch oder zu Brauneisenerz verwittert, theils für sich, theils mit Chamosit verwachsen fand. R. Richter[1]) führte sein Vorkommen von Steinach und Wittmannsgereuth an. Auch die im Folgenden zu beschreibenden beiden Vorkommnisse und ähnliche möchte ich noch dem Thuringit zurechnen, mindestens ihm anreihen.

Südwärts von Schmiedefeld, auf dem Breiten Berg bei Haselbach, sind in demselben Horizont Schürfe auf einen Rotheisenoolith, welcher nichts anderes als umgewandelter, oolithischer Thuringit zu sein scheint, vorhanden; das weiche, fast lockere Gestein besteht aus ellipsoidischen, deutlich concentrisch-schaligen Oolithen, etwa von Hanfkorngrösse und kleiner, welche recht dicht an einander liegen und nur für wenig Zwischenmasse, anscheinend von derselben Substanz wie die Oolithe, Raum lassen. Die ursprünglich grüne Farbe leuchtet überall zwischen dem rothen Oxyd in Punkten und kleinen Flecken noch durch. Beim Kochen mit Salzsäure, wobei sich zugleich die Abwesenheit von Carbonat herausstellt, bleibt zuletzt, wie beim Thuringit, ein weisser Rest, der, wenn kleine Stückchen angewandt worden sind, noch die Oolithform bewahrt hat, und nach chemischer Probe im Wesentlichen aus Kieselsäure besteht. Im Dünnschliff zeigen sich die, noch nicht zu Oxydhydrat und Oxyd umgewandelten, durchsichtig gebliebenen Theile aus ausserordentlich kleinen, grünlichen Blättchen zusammengesetzt; die oolithische Ringbildung scheint auf einem Wechsel von mehr oder minder mikrokrystallinen Blättchen (ähnlich wie bei manchen oolithischen Kalken und Dolomiten), und mehr noch auf Anhäufung kleinster, fremdartiger Theilchen zwischen dem grünen Silicat zu beruhen. Nach dem Angeführten scheint hier Thuringit vorzuliegen, der noch mehr als im Schmiedefelder Lager zu oolithischer Ausbildung gelangt ist.

Dieser Rotheisenoolith vom Breiten Berg wurde chemisch untersucht und dabei gefunden, nach Dr. W. Böttcher:

---

[1]) Briefliche Mittheilung.

In Salzsäure unlöslich	10,21 pCt.		
Al_2O_3	6,38	»	
Fe_2O_3	78,23	»	entspr. Fe 54,80
CaO	0,55	»	
MgO	0,98	»	
P_2O_5	0,54	»	
As . . .	sehr geringe Spuren.		

Im Vergleich zum Thuringit ist hier der Eisengehalt so gross, dass die einfache Ueberführung des Oxydulgehaltes des Thuringits in Oxyd bei weitem nicht genügen würde, um den hohen Procentsatz an Eisen zu erklären (um so weniger, als ja noch ein Theil des nicht höher oxydirten grünen Silicats zurückgeblieben ist, dessen Oxydulgehalt allerdings nicht besonders bestimmt wurde). Es muss also entweder Kieselsäure und Thonerde fortgeführt worden sein, womit die feinporöse, nur durch die Lupe zu erkennende Struktur stimmen würde; oder aber das zu Grunde liegende, chloritische Silicat besitzt hier schon eine vom Thuringit abweichende, eisenreichere Zusammensetzung. Leider lässt sich das bei diesem, wie bei den meisten, ähnlichen Vorkommnissen, wegen zu geringer Menge und zu feiner Vertheilung des noch frischen Silicats nicht wohl ermitteln. Zu bemerken ist der wenn auch geringe Gehalt an Kalkerde, der dem Thuringit von Schmiedefeld fremd ist; auch der Phosphorgehalt ist erheblich höher wie bei jenem. Die mehrere Procent betragende Differenz von 100 muss den Wassergehalt des noch unzersetzten Silicats enthalten.

Aehnlich dem letztgenannten verhält sich ein Vorkommen in demselben Horizonte im Langen Thale bei Hasenthal, wo durch die oxydirende Umwandlung Brauneisenerz entstanden ist; die Oolithe treten hier gegen die Grundmasse etwas mehr zurück, und von dieser ist wenigstens soviel in frischem Zustande erhalten, um zu erkennen, dass sie sich in den optischen und physikalischen Eigenschaften mindestens ähnlich wie Thuringit verhält. Ein Dünnschliff liess an einigen Stellen die oben erwähnte, gewundene oder doppelt gekrümmte Aneinanderreihung der mikrokrystallinen Blättchen ganz besonders gut wahrnehmen, während an anderen Stellen eine mehr schichtige, feinstreifige Anordnung der chloritischen

Substanz hervortrat. Gegen Säure verhielt sich die Masse wie oben angegeben; ein Gehalt an Carbonat war nicht vorhanden. Durch Verwachsung mit Thonschiefer wird auch hier der Eisenstein etwas unrein.

Derartige oolithische Eisensteine, deren ursprüngliches Substrat, wie bei den eben erwähnten, so gut es der stets mehr oder minder stark verwitterte Zustand erkennen lässt, in der Hauptsache Thuringit, oder doch ein diesem nahe stehendes chloritisches Silicat gewesen ist, bei Abwesenheit von Carbonat, finden sich noch an manchen anderen Punkten im Ausstrich dieses Horizontes [1]); selbstverständlich verlaufen sie durch Verwachsung mit Flasern und Lagen von Thonschiefer und Quarzit in unreine, rauhe Abänderungen, die dann nicht mehr als Eisenerze bezeichnet werden können.

Die Bezeichnung »Thuringit« schlechthin bleibt am besten auf das von BREITHAUPT aufgestellte, oben beschriebene Mineral beschränkt [2]), soweit dasselbe noch frisch genug ist, um seine ursprünglichen Eigenschaften erkennen und auch chemisch prüfen zu lassen. Wie erwähnt tritt übrigens schon bei diesem in frischem Zustande gleichmässig dicht erscheinenden Minerale durch die Verwitterung oft eine oolithartige Struktur hervor. Als »Thuringitoolith dürfen wohl noch solche Vorkommnisse wie das vom Breiten Berg und vom Langen Thal gelten, welche von vorn herein schon eine deutliche Oolithstruktur zeigen, frei von Carbonat sind, und in ihrer Substanz vom Thuringit allem Anschein nach nicht abweichen, eine Uebereinstimmung, welche indess ohne chemische Analyse ganz frischen Materials nicht völlig sicher ist. Der Ausdruck »Thuringitschiefer« für solche grünliche, leicht gelb werdende und sich bräunende Schiefer, wie sie oben aus dem Schmiedefelder Eisensteinlager erwähnt wurden, setzt voraus, dass

---

[1]) Solche Proben liegen z. B. von Bernsdorf bei Hoheneiche, unweit Saalfeld vor. Alle hierhergehörigen Proben zeigen in den nicht oxydirten Theilen bei auffallendem Licht, bei genügender Vergrösserung betrachtet, die feinkörnig-schuppige Textur wie der Thuringit und auch dessen Farbe, diese allerdings in geringen Abänderungen.

[2]) In diesem Sinne sprach sich brieflich der verstorbene, um die geologische Kenntniss Thüringens so sehr verdiente R. RICHTER aus.

mikroskopische Thuringitblättchen als chloritischer Bestandtheil an der Zusammensetzung dieser Schiefer theilnehmen, was nicht unwahrscheinlich ist; sicherer ist es indess, diesen Ausdruck nur da zu gebrauchen, wo deutlich sichtbare Streifen derben Thuringits im Schiefer liegen. Von einem »Thuringithorizont« endlich zu reden ist deswegen statthaft, weil der geognostische Horizont, in welchem bei Schmiedefeld der Thuringit vorkommt, sich weithin wiedererkennen lässt, weil dieses charakteristische und als ursprüngliche Bildung anzusehende Mineral daselbst in so ansehnlicher Masse entwickelt ist, und weil dasselbe auch weiterhin in gleichem Horizont, wenn auch in geringerer Menge wiederkehrt.

Chamosit.

In den Tagebauen, durch welche das mächtige Schmiedefelder Eisensteinlager erschlossen ist, bemerkt man gewisse, zum Theil recht starke Bänke, deren Gestein sich auf den ersten Blick vom Thuringit, sei er frisch oder verwittert, sowie nicht minder von den tauben oder ganz geringhaltigen Zwischenschiefern des Lagers unterscheidet. Diese Bänke wiederholen sich in gleicher Weise in den verschiedenen Theilen oder Einzellagern des Gesammtlagers, von unten bis oben, am wenigsten scheinen sie in dem liegendsten Theile aufzutreten. Ihr Gestein ist sehr fest, in frischem Zustande von dunkler, grauer bis fast schwarzer Färbung; Verwitterung bewirkt an den Bänken krummschalige Ablösung mit Bildung von Krusten, welche von Braun- oder Rotheisenerz gefärbt sind. Bei näherer Betrachtung erkennt man, dass das Gestein durchaus oolithisch ist: kleine, etwas flache, fast schwarz aussehende, mehr oder minder dicht gedrängte Oolithe, etwa von Hirsekorngrösse, lassen meist noch Raum für eine Zwischenmasse, welche nur bei ganz frischen Stücken weiss, sonst bräunlich oder röthlich erscheint, und sehr kleine, späthig glänzende, krystallinische Flächen erkennen lässt. Bei geringer Entwicklung dieser Zwischenmasse erscheint das Gestein fast schwarz. Weitere Untersuchung[1]) ergiebt, dass die

[1]) Verdünnte Salzsäure wirkt auf Stückchen fast nicht, concentrirte erst beim Erwärmen recht sichtlich unter Kohlensäure-Entwicklung; macht man den Versuch auf einem polirten Anschliff, der zugleich die Vertheilung der schwarzen

Zwischenmasse ein Carbonat, und zwar Eisenspath (Siderit) ist; weniger leicht ist die Natur der Oolithkörper zu entscheiden; soviel erkennt man aber von vorn herein, dass man es hier nicht, wie beim Thuringit, mit einer einfachen Mineralmasse, sondern mit einem zusammengesetzten Gestein zu thun hat.

Bei Betrachtung von Dünnschliffen des in Rede stehenden oolithischen Gesteins treten zweierlei Hauptbestandtheile sofort auseinander: einmal der Eisenspath mit seinen Blätterdurchgängen, auf denen durch angehende Verwitterung reichliche Bildung von Brauneisenerz stattfindet, welches hier und da auch bereits in stärkeren, undurchsichtigen (bei auffallendem Lichte rothbraunen) Ansammlungen erscheint; sodann eine durchsichtige, chloritähnliche Masse von schwach grünlicher Färbung, schwach dichroitisch. Durch die gegenseitige Anordnung dieser beiderlei Massen nun kommt die Oolithstruktur zu Stande, welche, was bei der Betrachtung der Handstücke noch nicht zu erkennen ist, mancherlei Abänderungen zeigt. So z. B. können die Oolithe als von Eisenspath-Zwischenmasse eingeschlossene, rundliche Durchschnitte von ziemlich einfacher Bildung erscheinen, welche in sich selbst von Eisenspath ganz oder beinahe ganz frei sind und wesentlich aus der grünlichen, chloritartigen, durchsichtigen Masse bestehen, die indess oft noch mehrfache oder vielfache, meist sehr dünne Ringe oder Ringstücke undurchsichtiger Körnchen enthält. In anderen Fällen ist die Trennung der Eisenspathmasse und der chloritischen Masse weniger scharf; erstere geht dann vielfach in die Bildung der oolithischen Sphäroide ein, indem sie theils mehr centrale Anhäufungen bildet, theils auch an der mehrfachen Ringbildung sich betheiligt; andererseits erscheint dann die chloritische Masse auch in den Zwischenräumen der Oolithe, wobei sie indess oft wie ab-

---

Oolithe und der lichten Zwischenmasse gut zeigt, so sieht man, dass die Säure mehr auf die letztere wirkt, von wo auch die Kohlensäurebläschen ausgehen. Concentrirte Essigsäure löste grob zerkleinerte Masse auch beim längeren Erwärmen nicht völlig. Glühen eines isolirten Dünnschliffes macht den Carbonatantheil undurchsichtig und metallisch glänzend, geglühte Stückchen wirken leicht auf die Magnetnadel. — Dass die dunklen Oolithe nicht etwa nur Thuringit sind, zeigt am polirten Anschliff schon ihre Härte und die Farbe des Strichpulvers.

getrennte Theile von Oolithen aussieht. Weiter kommt es vor, dass, umgekehrt wie im ersten Falle, die Eisenspathmasse in den Oolithen angehäuft ist, während die durchsichtige grünliche Masse die Zwischenräume erfüllt; aber auch hier nicht mit völligem gegenseitigem Ausschluss, so dass stellenweise zahlreiche Eisenspathpartikel im Durcheinander mit der chloritartigen Masse ausserhalb von Oolithen liegen, oder ein Eisenspath-Oolith einen grünen Kern hat, u. s. w. Abgesehen von diesem Wechsel in der Vertheilung herrscht auch in den Formen eine grosse Mannichfaltigkeit, es kehren auch hier die bekannten Oolitherscheinungen wieder: Deformirungen aller Arten und Grade, die nur Theile oder das Ganze eines Ooliths betreffen, bald mehr local sind, bald sich weiter verbreiten, Abplattungen, Einbuchtungen, seitliche Ausziehung bis zu Linsenform, Abtrennung von Theilkörpern oder Ringstücken der Oolithe u. s. w.

Soweit das chloritartige Mineral an der Bildung der eigentlich sphärischen Theile der Oolithe sich betheiligt, tritt an demselben nirgends radiale Struktur hervor; es geht vielmehr aus dem optischen Verhalten im polarisirten Lichte hervor, dass die Flächenausbreitung der chloritischen Täfelchen in die sphärische Fläche hineinfällt, und viele solcher, äusserst dünner, sphärischer Schalen sich umhüllen. Andererseits kommen öfters centrale Theile von oolithischen Gebilden vor, welche sichtlich aus grösseren, einheitlichen chloritischen Täfelchen bestehen; während in noch anderen Fällen zusammengesetzte Körper, die aus, nach Art des Helminth aneinandergelagerten chloritischen Blättchen bestehen, und verschiedene äussere Form haben, als centrale Theile von Oolithen, mitunter aber auch in den Zwischenräumen der Oolithe, erscheinen [1]).

Ausser den beiden Hauptbestandtheilen, dem Eisenspath und der chloritartigen, grünlichen, durchsichtigen Masse, macht sich in den Dünnschliffen unseres Chamosits in sehr zurücktretender Menge eine undurchsichtige Substanz geltend, welche bald in Form feiner

[1]) In diesen Mikroskop-Beobachtungen über das chloritartige Mineral des Chamosits theile ich die gefälligen Angaben des Herrn Collegen Lossen mit, der die sehr dankenswerthe Gefälligkeit hatte, auf meine Bitte die Chamosit-Präparate mikroskopisch zu prüfen.

Körnchen Ringe oder Ringstücke in den Oolithen, oder Trübungen ausserhalb derselben bildet, bald in etwas mehr hervortretenden Anhäufungen in geradlinig oder unregelmässig umrandeten Körnern und Aggregaten besonders ausserhalb der Oolithe erscheint, endlich auch dünne, stabförmige oder nadelförmige, unter verschiedenen Richtungen sich kreuzende oder aneinander lehnende Körper, resp. Durchschnitte in manchen Oolithen bildet. Bei auffallendem Lichte sieht diese Substanz bräunlichgelb aus, in anderen Fällen aber auch deutlich metallisch glänzend. Da nach angestellten Versuchen sicher kein Magneteisen vorliegt, ist wohl an Eisenkies, Eisenglanz und Titaneisen zu denken; da angestellte qualitative Untersuchung auf nassem Wege keinen, oder nur unerwartet geringen Gehalt an Schwefel ergaben (vgl. die Analysen A und B weiter unten), andererseits ein Titansäuregehalt von über 1 pCt. gefunden wurde, so ist der in Rede stehende Bestandtheil des Gesteins in der Hauptsache wohl für Titaneisen zu halten.

Wir können das beschriebene Gestein aus dem Schmiedefelder Lager als Typus einer zweiten Art von Eisenstein nehmen, welche sich neben dem Thuringit auch anderwärts im gleichen Horizonte unseres Schiefergebirges, in denselben oder etwas abgeänderten Eigenschaften wiederholt. Wir haben dasselbe als »Chamosit« beschrieben, in Uebereinstimmung mit dem bisherigen Sprachgebrauch, demzufolge in den wissenschaftlichen Arbeiten über unser Gebirge, wie über die geologisch verwandten Nachbargebiete, die mineralogischen Begriffe Thuringit und Chamosit mit Recht stets auseinandergehalten wurden. Zur Begründung der Bezeichnung »Chamosit« diene Folgendes.

Als »Chamosit« (»Chamoisit«) wird in den Lehrbüchern ein von Berthier[1]) aufgestelltes Mineral angeführt, dessen Zusammensetzung auf ein wasserhaltiges Eisenoxydul-Thonerde-Silicat hinauskommt, und sich annähernd durch eine Formel ausdrücken lässt. Dasselbe stammte aus einem 10—15 Meter mächtigen Eisenerzlager im Kalk und Kalkschiefer (vom geologischen Alter der Ox-

[1]) M. P. Berthier, Sur la nature du minerai de fer magnétique de Chamoison (Valais). Annales des mines, Tome V. 1820, p. 393—396.

fordgruppe) des nördlichen Seitenthales Chamoson[1]) im unteren Wallis, und hat daher seinen Namen bekommen; dieser Chamosit oder Chamoisit Berthier's ist nicht identisch mit dem Eisenerz von Chamoson selbst, sondern bildet nur einen Theil desselben; jenes, das Eisenerz, welches feinoolithisch (hirsekorn- bis mohnkorngrosse Oolithe), dunkelgraugrün und magnetisch ist, besteht aus einem Gemenge des Berthier'schen Chamosits mit Carbonat, und zwar hauptsächlich Kalkspath[2]). Begreiflicherweise ist nun aber in der Folge der ursprünglich nur einem Theile gegebene Name auf das Ganze übertragen worden, und in diesem letzteren Sinne bezeichnet der Name, der dann weiterhin auch auf analog beschaffene Eisenerze anderer Gegenden Anwendung fand[3]), noch

---

[1]) B. Studer (Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz, Bern 1872), der hier wohl als maassgebend anzusehen ist, schreibt »Chamosit« und »Chamoson«; ebenso auch Naumann (Elemente der Mineralogie, 9. Auflage, 1874, S. 508). Sonst findet man immer die Schreibweise »Chamoisit«.

[2]) Die in den Lehrbüchern, z. B. Rammelsberg: Handbuch der Mineralchemie, 1860, S. 990 nach Berthier angegebene Analyse des Chamosits:

$Si O_2$	14,3 pCt.
$Al_2 O_3$	7,8 »
FeO	60,5 »
H_2O	17,4 »
	100,0 pCt.

ist so zu verstehen, dass von der Bauschanalyse des ganzen Erzes der Carbonatgehalt abgezogen worden ist. Die Bauschanalyse war nach Berthier:

$Si O_2$	12,0 pCt.
$Al_2 O_3$	6,6 »
FeO	50,5 »
Bitumen und H_2O . . .	14,7 »
$CaOCO_2$	14,4 »
$MgOCO_2$	1,2 »
	99,4 pCt.

Zieht man das Carbonat ab, so bleibt obiger Rest, und diesen hielt Berthier für ein besonderes, einheitliches neues Mineral und nannte es Chamoisit; seine, im Verhalten des Erzes hervortretende magnetische Eigenschaft erklärte er sich durch den grossen Gehalt an Eisen. Das Aussehen von Dünnschliffen des Erzes von Chamoson spricht aber nicht für die Einheitlichkeit jenes Restes des Berthier'schen Chamosits; worauf wir zurückkommen.

[3]) Vgl. die ausführlichen, historisch-literarischen, sowie chemischen Ausführungen, welche Jos. Vala und R. Helmhacker in ihrer Abhandlung: »Das Eisensteinvorkommen in der Gegend von Prag und Beraun«, mit 9 Holzschn.,

weniger als im BERTHIER'schen Sinne ein einfaches Mineral, sondern ein zusammengesetztes Gestein. Es dürfte schwer und kaum räthlich sein, die Bezeichnung Chamosit wieder in die ihr ursprünglich zugedachten Grenzen zurückverweisen zu wollen; wollte man dies, so dürfte man die betreffenden Eisenerze aus Thüringen, Böhmen u. s. w. eben nur als oolithische schlechthin, oder als oolithische analog dem von Champson bezeichnen, oder müsste ihnen einen neuen Namen geben. Uebrigens ist die BERTHIER'sche Ansicht von der Einheitlichkeit dessen, was er Chamoisit nannte, nicht zutreffend, wie man aus den Beschreibungen, welche H. FISCHER[1]) und C. FEISTMANTEL[2]) nach mikroskopischer Untersuchung geben, entnehmen kann. Bei dieser Sachlage können wir unseren thüringischen, hierher gehörigen Eisenerzen, so namentlich dem oben beschriebenen von Schmiedefeld, den nun einmal eingebürgerten Namen Chamosit unbedenklich lassen; seine Aehnlichkeit mit den gleichbenannten Eisenerzen aus anderen Ländern ist, nach den Beschreibungen, welche von solchen gegeben werden, ganz unverkennbar; insbesondere trifft dies bei den böhmischen, ebenfalls im Untersilur eingelagerten Eisensteinen zu, welche in den citirten beiden grösseren Abhandlungen ausführlich beschrieben werden. Wir bemerken in dieser Beziehung noch Folgendes.

Betrachtet man das Bild, welches nach C. FEISTMANTEL[3]), der Eisenstein von Chamoson unter dem Mikroskop giebt, so ist ersichtlich, dass man hier weder für Grundmasse noch für Oolithe zu einer bestimmten chemischen Zusammensetzung und Formel kommen kann; es gehen eben eine gewisse Anzahl eisenhaltiger Mineralien in eigenthümlicher Gruppirung und in wandelbarer

---

6 Taf. und 1 Karte in: Die Arbeiten der geolog. Abthlg. der Landesdurchforschung von Böhmen, I. Theil, II. Band, II. Abthlg. S. 99—407, Prag 1873, auf S. 358—370 geben. Man findet dort Angaben über eine grössere Zahl von Chamositen und dahin gehörigen Eisensteinen, welche in verschiedenen geologischen Systemen eingelagert vorkommen.

[1]) A. a. O. S. 55.

[2]) In seiner Abhandlung: Die Eisensteine in der Etage D des böhmischen Silurgebirges. Abhandl. d. k. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. Folge VI. Bd. 8, Jahrg. 1875 u. 1876, und 2 Tafeln Abbildungen von Dünnschliffen.

[3]) A. a. O. S. 56, 57, mit den Figuren 8 und 9 auf Taf. I.

Menge in die Zusammensetzung dieses Gesteins ein; Analysen von Chamositen von verschiedenen Orten, ja von demselben Ort geben immer verschiedene Resultate [1]).

Jenem Bilde nähert sich sehr dasjenige, welches Dünnschliffe unseres Schmiedefelder Gesteins geben, nur dass bei dem Gestein von Chamoson die schwarzen, undurchsichtigen Körner als Magnetit gedeutet werden können. Auch die Abbildungen der Dünnschliffe böhmischer Eisensteine, besonders der frischen Proben von Nutschitz, Litohlaw u. s. w., wie sie C. Feistmantel giebt, bieten viel Analogie mit dem Aussehen des Gesteins von Schmiedefeld, indem sich auch dort ein Carbonat (Eisenspath), eine grünliche Substanz, und eine schwarze, undurchsichtige, in Körnern und höchst mannichfachen Anhäufungen von solchen vorhandene Substanz, die durch Oxydation sich bräunt oder röthet, unterscheiden lassen. Diese schwarze Substanz ist bei den abgebildeten böhmischen Gesteinen, wo sie C. Feistmantel, ebenso wie beim Gestein von Chamoson, für Magnetit ansieht (dessen Formen auch öfters zu erkennen sind), meist viel reichlicher entwickelt als bei den unserigen. Prüfungen auf Magnetismus ergaben [2]) nach dem Genannten übrigens, dass diese eisenspathhaltigen, böhmischen Eisensteine, (»Graueisensteine«) bald magnetisch sind, bald weniger magnetisch, bald gar nicht, was bei nahe aneinander geschlagenen Handstücken wechseln soll, und wohl auf einen sehr veränderlichen Gehalt an Magnetit zu beziehen ist [3]).

---

[1]) Vala und Helmhacker, a. a. O. S. 358 ff., 370, 244 ff. — Eine hierhergehörige, böhmische Varietät von Nutschitz wird als Glaserz bezeichnet.

[2]) A. a. O. S. 29—30.

[3]) Auch der Chamosit aus dem Wallis liefert einzelne, nicht magnetische Probestücke; ibid. S. 30. — Nach Vala und Helmhacker, l. c. ist Magnetismus bei den böhmischen Chamositen von Nutschitz, wie bei dem aus der Schweiz, aus der Bretagne, von Hayange u. s. f. vorhanden, worüber nähere Angaben gemacht werden.

Von den böhmischen Untersilur-Eisensteinen ist jedenfalls ein sehr beträchtlicher Theil entweder noch als Chamosit zu bezeichnen oder aus der Umwandlung von solchem in Braun- und Rotheisenstein hervorgegangen. (Vergl. auch Boricky, Sitzungsber. d. math.-naturw. Cl. d. Kais. Acad. d. Wiss. 59. Band, I. Abth. (Jahrg. 1869, Heft 1—5, Wien 1869, S. 599). — Sämmtliche von C. Feistmantel darauf hin untersuchte Proben, sowohl von Roth-, als Braun-, als Grau-

Zum Unterschied von diesen böhmischen u. s. w. Chamositen, ergaben Versuche, welche ich mit Pulver und mit ganzen Stücken der mir vorliegenden Proben von thüringischem Chamosit und Chamositschiefer bezüglich ihres Magnetismus mit dem Hufeisenmagnet und der Magnetnadel des Compasses anstellte, durchweg ein negatives Resultat; sie können daher keinen oder so gut wie keinen Magnetit enthalten, wie bei Erwähnung der undurchsichtigen, in Körnern u. s. w. vorhandenen Substanz, welche die Dünnschliffe zeigen, bereits bemerkt wurde; dies bedingt jedoch gewiss keine Abtrennung, keinen wesentlichen Unterschied vom Chamosit, von welchem ja, wie gesagt, auch anderwärts nicht magnetische Abänderungen bereits vorgekommen sind[1]).

Von dem beschriebenen Chamosit von Schmiedefeld wurden im Laboratorium der Königl. geolog. Landesanstalt und Bergakademie zwei Proben untersucht und gaben folgende Resultate.

Probe A. Grauer Chamosit von Schmiedefeld. Der feinkörnige Eisenspath mit blossem Auge noch ziemlich gut zu erkennen. Nach Dr. W. BÖTTCHER:

In Salzsäure unlöslich (im Wesentlichen SiO_2) . .			11,06 pCt.
» » löslich	Al_2O_3	6,98	
	Fe_2O_3	1,82	
	FeO	47,72	
	MgO	2,46	
	CaO	0,73	
	P_2O_5	0,18	
	SO_3	0,23	
	CO_2	22,56	
	TiO_2	1,11	
		83,79	
Dazu Differenz (Wassergehalt des chloritischen Silicats und etwaiger Verlust) . . .		5,15	88,94
			100,00 pCt.

eisenstein zeigten sich carbonathaltig; das Carbonat, ein etwas unreiner Eisenspath war am stärksten und leichtesten sichtbar in den Graueisensteinen vertreten, welche am meisten dem Chamosit entsprechen. (A. a. O. S. 18 ff.)

[1]) Durch Glühen werden Proben unseres thüringischen Chamosits magnetisch, was indess bei ihrem Gehalt an Eisencarbonat und -silicat selbstverständlich ist.

Der Eisengehalt des Gesteins ist hiernach im Ganzen Fe = 38,38 pCt.

Berechnet man für die vorhandene Kohlensäure ein Carbonat, welches den Kalk (nach Abzug eines entsprechenden Theiles für die Phosphorsäure), die Bittererde und einen Theil des Eisenoxyduls enthält, so enthält das Gestein 57 pCt. Carbonat; in diesem würden die Carbonate von Eisen, Bittererde und Kalk mit (abgerundet) 90 pCt., 8—9 pCt. und 1 pCt. vertreten sein, also ein Eisenspath oder Siderit. — Allerdings gehört ein kleiner Theil der Bittererde nicht zum Carbonat, sondern zum Silicat.

Die Titansäure deutet auf einen kleinen Antheil an Titaneisen, wie weiter oben schon bemerkt, und nimmt hierfür etwas Eisenoxydul in Anspruch, höchstens 1 pCt.

Ob der Gehalt an Phosphorsäure von fein vertheiltem Apatit herrührt, wie wahrscheinlich, konnte mikroskopisch nicht mit aller Sicherheit entschieden werden. Der unerwünschte Gehalt an Phosphor in den thüringischen Untersilur-Eisensteinen ist bereits durch frühere hüttenmännische Proben bekannt. Uebrigens enthalten auch Chamosite aus Böhmen u. s. w. etwas Phosphor.

Das in Salzsäure Unlösliche kann, abgesehen von fremden Beimengungen, die nur sehr unbedeutend sein können, als Kieselsäure in Anrechnung gebracht werden. Bei qualitativen Prüfungen fand ich, dass der in Salzsäure unlöslich gebliebene Rest, der, wenn nicht Pulver, sondern kleine Stückchen genommen wurden, noch die Oolithform zeigt, und nach gehörigem Auswaschen weiss aussieht, fast reine Kieselsäure ist[1]).

Um nun von der Zusammensetzung des zweiten Hauptbestandtheils dieses Chamosits, des chloritartigen eine Vorstellung zu erhalten, stellen wir den Gehalt an Kieselsäure (11,06), Thonerde (6,98), Eisenoxyd (1,82), Eisenoxydul, nach Abzug des als

[1]) In den 11,06 pCt. ist zugleich der etwa in Salzsäure gelöste und durch zur Trockne Dampfen wieder abgeschiedene kleine Theil Kieselsäure enthalten.

Vom Chamosit aus Wallis erwähnt bereits Berthier (a. a. O.), dass der Rest nach Behandlung mit Säure schwärzlich aussehe (von organischer Substanz), beim Trocknen heller werde und fast reine Kieselsäure sei. Ebenso ist bei dem böhmischen Chamosit von Nutschitz der in Salzsäure unlösliche Rest vorherrschend Kieselsäure. (Vala u. Helmhacker, l. c. S. 245 ff.)

Carbonat vorhandenen, (15,87), Wasser (5,15) zusammen; wir erhalten so in abgerundeten Zahlen:

SiO_2	. . .	27 pCt.
Al_2O_3	. . .	17 »
Fe_2O_3	. . .	4 »
FeO	. . .	39 »
H_2O	. . .	13 »
		100 pCt.

Trotz der hierbei begangenen kleinen Fehler[1]) ist soviel zu ersehen, dass keine Uebereinstimmung mit der mittleren Zusammensetzung des Thuringits besteht, dass namentlich, bei nicht viel verschiedenem Gesammtgehalt an Eisen doch das Verhältniss des Eisenoxyds zum Eisenoxydul beim Thuringit ein viel grösseres ist als hier. Es ist daher anzunehmen, dass das in diesem Chamosit vorliegende chloritartige Silicat ein anderes ist als Thuringit.

Probe B. Dunkler, fast schwarzer Chamosit von Schmiedefeld. Der Eisenspathgehalt mit blossem Auge kaum zu erkennen. Nach Dr. W. Böttcher:

In Salzsäure unlöslich (im Wesentlichen SiO_2) . .			18,63 pCt.
» » löslich	Al_2O_3	8,48	
	Fe_2O_3	3,73	
	FeO	45,13	
	MgO	1,68	
	CaO	0,84	
	SO_3	0,00	
	P_2O_5	0,44	
	CO_2	13,00	
	TiO_2	1,63	
		74,93	
Dazu Differenz (Wassergehalt des chloritischen Silicats und etwaiger Verlust) . . .		6,44	81,37
			100,00 pCt.

Der Eisengehalt ist hier Fe = 37,68 pCt.

[1]) Die Zahlen für SiO_2 und H_2O sind wegen nicht directer Bestimmung nicht genau; vom Eisengehalt wäre ca. 1 pCt. für Titaneisen (und Eisenkies) in Abzug zu bringen; andererseits müsste etwas MgO (wohl weniger als 1 pCt.) vom Carbonat weg und zum chloritartigen Silicat gerechnet werden.

Auf dieselbe Weise berechnet wie oben, enthält hier das Gestein 33 pCt. Carbonat, in welchem die Carbonate von Eisen, Magnesia und Kalk mit 88, $10^1/_2$, $1^1/_2$ pCt. vertreten sind, also ein Eisenspath.

Der Titansäuregehalt ist noch etwas grösser wie bei Probe A, ebenso der Phosphorgehalt, wogegen Schwefel fehlt.

Für die Beurtheilung der Zusammensetzung des chloritartigen Silicats hätten wir hier folgende Verhältnisszahlen:

SiO_2 . . .	29 pCt.
Al_2O_3 . . .	13 »
Fe_2O_3 . . .	6 »
FeO . . .	42 »
H_2O . . .	10 »
	100 pCt.

welche von den obigen, bei Probe A, schon etwas mehr als erwartet, abweichen; bezüglich Vergleichung mit dem Thuringit gilt hier dasselbe wie oben.

Vergleicht man die in den angeführten Abhandlungen mitgetheilten Analysen böhmischer und anderer Chamosite, so zeigen dieselben von den unsrigen, sowie schon unter sich Abweichungen, ohne dass an der analogen mineralischen Grundzusammensetzung, welche einen gemeinschaftlichen Namen für diese Art von Eisensteinen rechtfertigt, gezweifelt werden könnte. Das zwischen weiten Grenzen schwankende Verhältniss von Carbonat und chloritartigem Silicat lässt jene Abweichungen sehr begreiflich erscheinen; hierzu kommt der wechselnde Gehalt an Magneteisen oder Titaneisen, und der Wechsel in der Zusammensetzung des Carbonats; man darf, nach dem Obigen, sogar zweifeln, ob selbst das chloritartige Silicat überall dasselbe ist, doch würde dieser Punkt nur durch wiederholte, eingehende und nicht ganz leichte chemische Untersuchung zu beantworten sein.

Der typischen Ausbildung unseres Chamosits, wie sie im grossen Eisensteinlager von Schmiedefeld vorliegt und oben beschrieben worden ist, reihen sich nun mancherlei sonstige Vor-

kommnisse an, welche sich, trotz etwas abweichendem Aussehen, zum Theil noch in ihrer Zusammensetzung kaum von jenem Chamosit entfernen, weiterhin aber auch bei stärkerer Aufnahme anderweitiger Bestandtheile und Verringerung des Eisengehaltes zu einem zwischen Thonschiefer, quarzitischem Schiefer und Chamosit schwankenden Gesteine führen und zuletzt fast nicht mehr an letzteren erinnern. Es genügt hier einige wenige Beispiele anzuführen.

Chamosit aus der Strecke zwischen Schmiedefeld und Reichmannsdorf. Ein zwischen den genannten Orten im Walde, südwärts von der Landstrasse in stärkeren Bänken vorkommender Eisenstein, der meist zu Brauneisenstein verwittert ist, weicht in seinen frisch gebliebenen Theilen wenig von dem Schmiedefelder Chamosit ab. Die kleinen, auf polirtem Anschliff sehr dunkel aussehenden Oolithe liegen in der grauen Zwischenmasse nicht ganz so dicht wie bei jenem; concentrirte warme Salzsäure löst die Zwischenmasse, überhaupt den Eisenspathgehalt, auf. Das Mikroskop zeigt, dass derselbe vielfach schon durch Oxydation gebräunt ist; die vielfach deformirten Oolithe scheinen durch ein grünliches, chloritisches Mineral gefärbt, wie beim Schmiedefelder Gestein; sehr feine, verunreinigende Stäubchen, die innerhalb der Oolithe in concentrischer Anordnung erscheinen, dürften bituminöser Natur sein, da die Oolithe, nach der Behandlung mit Salzsäure, immer noch dunkel aussehen und erst durch Glühen weiss werden; dieser weisse Rest ist wieder fast reine Kieselsäure. Etwas Quarz scheint dem Gestein als solcher beigemengt. Ziemlich viel Eisenkies ist im Gestein eingesprengt; dasselbe enthält Schmitzen von Thuringit, so dass also hier Thuringit und Chamosit in Verwachsung vorkommen.

Bei der chemischen Untersuchung dieses Chamosits fand Dr. W. Böttcher in Procenten der angewandten Menge:

In Salzsäure unlöslich	10,35	pCt.
Fe	35,82	»
P_2O_5	0,85	»
CO_2	24,07	»

Das Gestein ist also dem Chamosit von Schmiedefeld (Probe A) noch recht ähnlich.

Chamositischer Schiefer von Steinach. Weiter schon als das eben angeführte Gestein entfernt sich vom typischen Chamosit ein ganz schiefriges Gestein aus der Untersilur-Eisenstein-Zone von Steinach; es ist ein ganz dunkler, etwas glänzender Schiefer, der erfüllt ist mit nicht ganz dicht aneinander liegenden oolithartigen Knötchen von Hanf- bis Mohnkorngrösse; die schiefrige Zwischenmasse lässt hier und da, wie Thonschiefer, winzige Glimmerschüppchen bemerken, und enthält etwas Eisenkies eingesprengt. Nach dem Auskochen mit Salzsäure sind besonders die oolithischen Knötchen verschwunden, aber auch die übrige Gesteinsmasse ist fein porös geworden; der verschwundene Antheil ist auch hier Eisenspath[1]). Hiermit stimmt das Aussehen eines Dünnschliffs, wo sich der Eisenspath besonders in den oolithischen Durchschnitten angehäuft zeigt, ausserdem aber auch in zahllosen kleinen Theilchen in der schiefrigen Zwischenmasse vertheilt ist, welche ihrerseits hauptsächlich aus Quarz zu bestehen scheint; die oolithischen Durchschnitte zeigen deutlich concentrische Struktur, an welcher sich auch neben dem Eisenspath die Substanz des Schiefers einigermaassen betheiligt. Betrachtet man einen quer zur Schieferlage gefertigten Dünnschliff, so möchte man die Struktur des Gesteins als eine oolithisch-flaserige bezeichnen; sie erinnert entschieden an die der paläozoischen, besonders devonischen Kalkknoten-Schiefer, mit welchen das vorliegende Gestein ja auch stofflich verwandt ist.

Eine chemische Untersuchung ergab nach Dr. W. Böttcher folgende Procente:

In Salzsäure unlöslich	17,95	1,56 organische Substanz; 16,39 unverbrennlicher Rückstand
Fe	34,59	
P_2O_5 . . .	0,96	
CO_2 . . .	16,21	

[1]) Das Carbonat löst sich nämlich erst gut in warmer concentrirter Salzsäure und zeigt sich im Dünnschliff vielfach durch Oxydation gebräunt; der Rest, nach gutem Auskochen und Auswaschen, ist durch organische Substanz noch dunkel gefärbt, wird beim Glühen weiss und ist dann fast nur Kieselsäure.

Auch hier bleibt der Gehalt an Eisenspath und der Gesammtgehalt an Eisen wenig hinter dem des eigentlichen Chamosits zurück, doch entfernt sich das Gestein in seinem Ansehen, seiner Struktur und mineralischen Zusammensetzung zu sehr von jenem, um es noch geradezu als Chamosit bezeichnen zu können.

Solche chamositartige Schiefer sind in dem Eisenstein-Horizonte des thüringischen Untersilurs weiter verbreitet; durch sparsameres Auftreten der oolithischen Knötchen und durch Verwachsen in Lagen, Flasern und Schmitzen mit ganz davon freiem Gestein verlaufen sie geradezu in blossen Thonschiefer oder quarzitischen Schiefer, in welchem höchstens noch ganz vereinzelte, durch ihre grössere Weichheit, ihre gelbe oder braune Oxydationsfarbe auffallende, und obendrein oft noch ausgewitterte, kleine, linsenförmige Gebilde an jene Verwandtschaft erinnern. Mitunter entwickeln solche Gesteine mit heisser, concentrirter Salzsäure noch etwas Kohlensäure, öfters ist der ursprünglich schon geringe Gehalt an Carbonat durch Verwitterung ganz geschwunden[1]). Manchmal sind sie durch ein chloritisches Silicat grünlich gefärbt, von dem dahin gestellt bleiben muss, wie weit es mit der Zusammensetzung des Thuringits stimmt; den Ausdruck »Thuringitschiefer« für solche eisenarme Schiefergesteine vermeiden wir besser. Im untersten Eisensteinhorizonte, zunächst der Grenze zum Cambrium, nehmen die mehr oder minder von Eisen gefärbten, oolithischen Schiefer öfters ein klastisches Aussehen an, welches durch beigemengte, deutliche, abgerundete oder eckige Trümmer fremdartigen Gesteins bewirkt wird. — Wo starke, schiefernde und streckende Druckkräfte gewirkt haben, sind die kleinen Oolithe solcher Schiefer sichtlich platt gedrückt und auch wohl nach einer Richtung in die

[1]) Das Gegenstück zu diesem Schiefer mit einem, wenigstens ursprünglich vorhandenen, geringen Gehalt an Carbonat in Linsen- oder Oolithform, bilden jene eisenschüssigen, etwas dolomitischen Kalke oder Kalkschiefer, wie sie in eben dem Horizonte des Schmiedefelder Thuringits und Chamosits weiterhin an einigen Orten vorkommen; bei diesem Kalkstein ist, wie bei manchen anderen paläozoischen Kalkbildungen, der Schieferantheil nur in sehr dünnen, glänzenden Flasern, die, wie es scheint, Druckschieferung erfahren haben, zwischen den fast ganz verschmolzenen Kalkknoten vorhanden.

Länge gezogen, oder erscheinen im äussersten Falle nur mehr als ganz flache, oblonge Erhabenheiten und Vertiefungen, die sich durch ihren Glanz auf matterer Umgebung hervorheben; mit dieser mechanischen Umgestaltung ist dann meist eine mehr oder minder ausgiebige Ueberführung des ganzen Eisengehaltes in Oxyd, und entsprechende Rothfärbung des Gesteins eingetreten. Bei vollkommener Röthung erweist sich solches Gestein frei von Carbonat, was aber kein ursprüngliches Fehlen des letzteren beweist; ist die Röthung nur theilweise erfolgt, so können Proben mit stärkeren Säuren behandelt noch Kohlensäure entwickeln.

Ein solcher dichter Rotheisenstein von Steinach, dessen früher mehr schiefrige und oolithische Struktur noch zu erkennen ist, ergab nach Dr. W. Böttcher einen Eisengehalt von 48,81 pCt., entsprechend 69,72 pCt Eisenoxyd; wenn die ursprüngliche Zusammensetzung auf einen chamositartigen Schiefer, nach Art des oben angeführten, hinauskam, so muss hier zum mindesten Entfernung der Kohlensäure stattgefunden haben.

Dagegen ergab eine andere Probe von Steinach, welche das Ansehen eines durch und durch von Eisenoxyd gerötheten Thonschiefers hatte, in welchem nur vereinzelte kleine Oolithe gewesen zu sein scheinen, und der überdies in der oben angedeuteten Art etwas klastisch war, nach demselben Analytiker nur einen Eisengehalt von 13,23 pCt.

Ebensolche, mit Chamosit entfernt verwandte Schiefer, wie sie aus dem Thüringer Walde vorliegen, befinden sich in der Sammlung der Königl. geolog. Landesanstalt auch aus dem Vogtland, wo sie von Herrn Liebe gesammelt wurden[1]). Auch in Böhmen kommen die Uebergänge aus dem reinen Chamosit in die Oolithe führenden Schiefer vor[2]).

---

[1]) Vergl. Liebe, Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens, Abh. z. geol. Specialkarte v. Preussen u. d. Thüring. Staaten, Bd. V, Heft 4, S. 10.

[2]) Vergl. z. B. Vala u. Helmhacker, a. a. O. S. 172 f., 253 f. — Ueber die die Eisensteine und Eisensteinlager des Böhmischen Untersilurs finden sich Angaben, ausser in den hier citirten Schriften, noch an manchen anderen Stellen, so besonders in den früheren Bänden des Jahrbuchs der K. K. geolog. Reichsanstalt, u. s. w. Vergl. auch Geogn. Beschr. d. Fichtelgeb. v. Gümbel, S. 420, 421.

Weiter oben haben wir gesehen, dass auch zwischen reinem Thuringit und Thuringitoolith einerseits und gewöhnlichem Schiefer andererseits, durch Wechsel in den Schichtlagen und durch mehr oder weniger innige Verwachsung, Uebergangstufen sich bilden können. Man wird nun bei weiter fortgeschrittener Verwitterung und Umwandlung solcher Uebergänge, welche meist eine unreine Braun- oder Rotheisensteinmasse mit Andeutung von Oolithen darstellen werden, nicht immer im Stande sein mit Sicherheit zu sagen, ob das ursprünglich Vorhandene sich mehr dem Thuringit oder dem Chamosit genähert habe; ein etwa noch vorhandener Carbonatgehalt würde für letzteren sprechen. In zweifelhaften Fällen wird, wenn man nicht Umschreibungen vorziehen sollte, die Bezeichnung Thuringit mehr zu vermeiden sein als Chamosit; denn dieser ist in der nun einmal eingebürgerten Fassung ein Gestein, und als solches eher ein Sammelbegriff als das Mineral Thuringit; dieses könnte ein Theil von jenem sein, aber nicht umgekehrt.

Ziehen wir in Betracht, dass in dem unteren Untersilur des Vogtlandes, des Fichtelgebirges und besonders auch Böhmens, bedeutende Massen von Eruptivgestein aus der Gruppe der Diabase (oder überhaupt Grünsteine) nebst zugehörigen Tuffbildungen lagern, so liegt es nahe, das Material jener Eisensteine von den Eruptivgesteinen und deren Derivaten abzuleiten. In der That dürfte es weniger Schwierigkeiten in sich schliessen, die chloritischen Mineralien, die Carbonate nebst dem Magnet- oder Titaneisen, sowie auch noch die Phosphorsäure jener Eisensteine als die letzten, äussersten Produkte eines gänzlichen, mit Umbildung verbundenen Zerfalles der Mineralien der genannten Eruptivgesteine aufzufassen, als die Umstände zu ergründen, unter welchen die Ansammlung und der Absatz jener Mineralien zu Eisensteinablagerungen stattfand; denn diese Lager sind oft räumlich von den Eruptivgesteinen mehr oder minder weit getrennt, sowohl in der Aufeinanderfolge der Schichten als im Fortstreichen oder in der seitlichen Erstreckung [1]).

[1]) Die Eisensteine des Untersilurs in Böhmen, die auch hier besonders im unteren Untersilur vorkommen, lagern gewöhnlich in Diabastuffen, kommen aber

Was die Oolithbildung betrifft, so scheint mir, dass dieselbe in vielen Fällen, und so auch in dem Falle, den die beschriebenen Chamosite von Schmiedefeld bieten, sich verstehen lässt, zunächst durch Attraction und Concentration gleichartiger Masse innerhalb eines noch nachgiebigen, halbflüssigen Magmas resp. Niederschlags, um die ersten, an zahllosen Punkten desselben entstehenden festen Ausscheidungen oder Kerne herum; also nach Art der Kalkknoten in den Kalkknotenschiefern (mit welchen wir bereits weiter oben bei einem chamositischen Schiefer von Steinach Analogien fanden), oder sonstiger Sphäroidbildungen von Kalk, Quarzit u. s. w.; ferner scheint mir, um die Bewegungserscheinungen in den Oolithen zu erklären, die Annahme eines langsamen Nirdersinkens und gegenseitiger, drückender Berührungen, die sich aus dem inneren Drucke der sich nieder- oder zusammensetzenden Masse von selbst ergeben, ausreichend; in der schliesslichen Erstarrung wurde die letzte Bewegungserscheinung fixirt. Ist verschiedenartige Masse an der Oolithbildung betheiligt, wie chloritische Substanz und Carbonat beim Chamosit, so dürfte wohl das Niedersinken durch entsprechende verschiedenartige, über einander ausgebreitete Schichten des noch nicht verfestigten, nachgiebigen Sedimentes hindurch stattgefunden haben. — Bei den genannten Kalkknotengesteinen u. s. w. war der Vorgang der Gesteinsverfestigung einfacher, ohne solche Bewegungen.

Wie schon das Beispiel des Chamosits an sich zeigt, ist die Oolithbildung nicht an eine bestimmte Mineralmasse gebunden. Es kommt in eben dem Horizonte des Schmiedefelder Thuringits an gewissen Stellen anderweitiges oolithisches Gestein vor, welches, ohne Eisenstein zu sein, der ganz fehlen kann, diesen Horizont doch sehr gut bezeichnet, den Eisenstein sozusagen vertritt. In dieser Weise kommt auf dem Gösselberg unweit Gräfenthal und

auch zwischen Grauwackenschiefern vor, während es andererseits Diabastuffe ohne Eisensteine giebt. Nach K. Feistmantel (»Ueber die Lagerungsverhältnisse der Eisensteine in der Unterabtheilung D_1 des böhmischen Silurgebietes«, Sitzungsber. d. Königl. Böhm. Ges. d. Wiss. in Prag, Jahrg. 1878, S. 120 — 132) wären die mit Diabasgesteinen sich berührenden Eisensteinlager meist Rotheisenstein, die dem Thonschiefer eingelagerten zumeist sideritische Varietäten (l. c. S. 130). — In Thüringen lagern Thuringit und Chamosit ganz entfernt von Eruptivgesteinen.

ganz ebenso an einigen anderen Stellen ein Kieseloolith vor; eine dunkle, dichte, einem Kieselschiefer nahe stehende Grundmasse, welche durch Verwittern äusserlich etwas ausbleicht, und ihrerseits mit gewöhnlichem Untersilurthonschiefer schmitzenförmig u. s.w. verwachsen ist, schliesst kleine, dunkle, gegen Verwitterung etwas beständigere Oolithe ein; diese bestehen aus Kiesel, welcher durch organische Substanz dunkel gefärbt ist. Aehnliche Kieseloolithe kommen, doch mehr vereinzelt, noch im höheren Untersilur des thüringischen Schiefergebirges vor; ein hierhergehöriges Vorkommen ist bereits im vorigen Bande dieses Jahrbuches, S. 155, erwähnt worden.

Zur Flora der ältesten Schichten des Harzes.

Von Herrn **Ernst Weiss** in Berlin.

(Hierzu Tafel V—VII.)

Schon durch die ersten Arbeiten der preussischen geologischen Landesanstalt war eine neue Anschauung über die Gliederung des alten Harzgebirges erlangt worden: Beyrich und Lossen hatten zuerst dieselbe gemeinsam geklärt, die jetzt giltige Schichtenfolge aufgestellt und palaeontologisch und stratigraphisch begründet[1]).

---

[1]) Beyrich, über das Alter der Kalksteine bei Zorge und Wieda. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XIX, 1867, S. 247.

Lossen, Uebersicht der Kartenaufnahmen im südl. und östl. Harze. Ebenda Bd. XX, 1868, S. 216—226. Bei der grossen Schwierigkeit der Klarlegung der Lagerungsverhältnisse im Harzer Schiefergebirge ist diese Arbeit als grundlegende für die neueren Anschauungen zu bezeichnen.

Lossen, Lepidodendreenreste aus Grauwackeneinlagerungen des vordevonischen Schiefergebirges (Strassberg, Stolberg, Wolfsberg). Ebenda Bd. XXII, 1870, S. 187.

Lossen, Vorkommen einer Landflora im hercynischen Schichtensystem des Harzes. Ebenda Bd. XXV, 1873, S. 113.

Lossen, Gliederung der Schichten im Harz, älter als Mitteldevon. Ebenda Bd. XXIX, 1877, S 612.

Nächstdem siehe die Erläuterungen zu den Blättern der ersten Lieferung der geol. Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1870, von Beyrich und Lossen, soweit sie die ältesten Schichten des Harzes behandeln.

Nachdem später auch andere Theilnehmer an den Kartenaufnahmen im alten hercynischen Harzgebiete hinzugetreten waren, ist der grösste Theil dieses Gebirges zum Abschluss gelangt, wovon die Lossen'sche Uebersichtskarte des Harzes

Danach unternahm es Kayser, die in den ältesten Schichtengliedern (dem sogenannten Hercyn, den Schichten unter dem Hauptquarzit) aufgefundene Fauna einer vollständigen neuen Bearbeitung zu unterziehen und erreichte dabei dasselbe Resultat, welches schon Beyrich zuerst bei seinem Vergleiche der Fauna der Kalksteine bei Zorge und Wieda mit der von Mägdesprung und Harzgerode und auf der andern Seite mit derjenigen der Schichten F, G, H von Barrande im böhmischen Silur ausgesprochen hatte, dass nämlich das Alter aller dieser Schichten dasselbe sei. Weiter aber führte ihn das Studium dieser Fauna dazu, anzunehmen, dass diese Schichten, ebenso wie die entsprechenden ausserhalb des Harzes, nicht mehr wie bisher dem Silur, auch nicht einem »Praedevon« zugezählt werden könnten, sondern einfach als ein Glied des Unterdevon zu betrachten seien, worin noch mancherlei silurische Anklänge sich erhalten hätten.

Wiederholt war auch schon von Lossen auf die in diesen Schichten vorkommenden Reste von Landpflanzen hingewiesen worden, welche bisher immer die Vorstellung hervorgerufen hatten, dass sie eine Culmflora bezeichneten und dass daher die sie bergenden Schichten ein so viel jüngeres Alter besässen, wie auch A. Roemer es stets angenommen hatte. Dass aber das blosse Vorkommen solcher Pflanzenreste nicht mehr beweisend für Culm sein könne, folgert Lossen in erster Linie aus der Lagerung der Schichten und findet es in Analogie mit dem Auftreten einer Landflora auch in anderen devonischen und silurischen Gebirgen ausserhalb Deutschlands, insbesondere in den von Dawson aus Nordamerika bekannt gemachten Pflanzen, welche denselben, ja noch zahlreicheren Gruppen angehören, wie die im Harz auf-

---

(1882) und die 16. und 27. Lieferung (1882—1884) der Specialkarte Zeugniss geben, in deren Erläuterungen ausführliche Mittheilungen zu finden sind.

In seinem grossen Werke über die hercynische Fauna hat Kayser über diesen Entwickelungsgang unserer Kenntnisse des Harzgebirges seit A. Roemer nichts Näheres niedergelegt, es mag daher auf obige Literatur und den in dieser Beziehung vollständigeren Bericht Schlüter's über die Kayser'sche Arbeit (Verhandl. des naturhist. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westf. 1878, S. 330) besonders verwiesen werden. Auch F. Roemer (in *Lethaea geognostica*, I. Theil, 1. Lief., 1880) orientirt den Leser in Kürze.

gefundenen. Anfänglich hielt er gerade das Fehlen von Calamarien für charakteristisch, später jedoch ergaben sich auch diese als Bürger derselben Flora, die im Uebrigen hauptsächlich aus Lepidodendreen gebildet wird.

In Deutschland gehören die Reste aus der sogenannten Tanner Grauwacke und dem (unteren) Wieder Schiefer zu den ältesten Spuren von Landpflanzen, welche wir besitzen, und nach der Begründung der Stellung beider Schichtenglieder als älteste im Harz durch Lossen und nach ihrer Einreihung an die Basis des Devons durch Beyrich und Kayser allerdings auch zu den ältesten Landpflanzen der Erde überhaupt. Denn die wenigen als silurisch angegebenen Landpflanzenfunde, welche man kennt, sind zum Theil noch nicht einmal völlig gesichert bezüglich dieses geologischen Alters oder rücksichtlich ihrer Natur als Landpflanzen[1]).

An sich hat es daher schon Interesse, zu erfahren, aus welchen Formen sich die geringe Zahl von Ueberbleibseln einer so alten Pflanzendecke zusammensetzt, wie jene hercyne. Es wird sich dieses Interesse wesentlich auf die Frage erstrecken, mit welchen anderen alten Floren die unsrige grössere Aehnlichkeit aufweist, von welchen bekannten sie dagegen abweicht. Soweit daher Reste aus den bezeichneten Schichten vorlagen, wurden dieselben hier genau beschrieben und abgebildet, auch einige bereits früher be-

---

[1]) Vielleicht sind *Sphenophyllum*, *Annularia* (?) und *Protostigma* Lesq. (mit der Gruppe der *Sigillaria Brardi* verglichen, aber von Newberry als Alge betrachtet) aus der Cincinnatigruppe oder Untersilur der amerikanischen Geologen, von Lesquereux aus Ohio beschrieben (seine zugleich angegebenen Psilophyten sind gewiss nur sogenannte Pinnularien und fallen fort), sowie *Prototaxites*, *Aetheotesta* oder *Pachytheca* und *Psilophyton* Dawson's aus Unterhelderberggruppe von Gaspé (Canada) oder Obersilur der amerikanischen Geologen (wobei freilich *Psilophyton* z. Th. an andere zu den Algen gezählte Reste wie *Drepanophycus* erinnert) die einzigen bis jetzt bekannten Landpflanzen des Silur, wenn man nicht, wie Kayser zu thun geneigt ist, die ganze, auch die untere Helderberggruppe dem Hercyn des Harzes gleich und somit ins Devon stellt. *Eopteris* Saporta's aus Silur von Angers hat sich als farnblattähnliche Ausbreitung von Schwefelkies erwiesen; *Sigillaria Hausmanni* Göpp. aus Schweden (Unt.-Devon?) ist nach Einigen nur unorganische wellige Bildung. Sogar die in der Etage H in Böhmen vorgekommenen Reste, welche von Krejci und Barrande vielleicht mit Recht zum Theil als *Lepidodendreen* angesehen und beschrieben worden und von gleichem Alter wie die Harzer Reste sind, hält Stur sämmtlich für Algen.

schriebene aufs Neue untersucht. Zu Letzterem gaben die interessanten Stücke Gelegenheit, welche von Jasche gesammelt worden waren und jetzt in der Sammlung der Gräflich Stolberg-Wernigeroder Factorei in Ilsenburg aufbewahrt werden, worin Originale zu den Beschreibungen von Jasche und Roemer sich befinden und welche durch die überaus gütige Vermittelung des Herrn Bergrath Webers in Ilsenburg der geologischen Landesanstalt behufs Untersuchung zur Disposition gestellt wurden.

Die unten zu beschreibenden Pflanzenreste stammen von Stellen, welche den Aufnahmen von Lossen gemäss in den Bereich der Tanner Grauwacke und des Untern Wieder Schiefers fallen, haben also dasselbe Alter wie die von Kayser beschriebene Fauna.

Zum Theil sind sie schon früher bekannt gewesen und wir finden in Abhandlungen von Göppert, A. Roemer und Jasche Nachrichten über dieselben.

Hauptsächlich ist es Fr. Ad. Roemer, der in seinen »Beiträgen zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Harzgebirges«, welche in 5 Abtheilungen in den Palaeontogr. Bd. III—XIII, 1850—1866 erschienen, auch die Pflanzen berücksichtigte, während

Göppert in seiner »fossilen Flora des Uebergangsgebirges«, Nov. Act. Ac. C. L. C. Nat. Cur. 1852 vier Arten beschrieb und benannte, ohne sie abzubilden, da dies gleichzeitig von Roemer geschah und

Ch. Fr. Jasche in einer selbständig erschienenen Schrift: »die Gebirgsformationen in der Grafschaft Wernigerode« 1852, S. 25 u. Taf. I einige Reste ohne Benennung bespricht, aber bereits abbildete, die dann zumeist von A. Roemer (l. c. 1866) nochmals behandelt wurden.

Hiernach würde die kleine Flora bestehen aus

Dechenia Roemeriana Göpp., Roemer Beitr. II, 1852, Taf. XIV Fig. 1, »obere Abtheilung der jüngeren Grauwacke unweit des Zolles bei Lauterberg«, d. i. Tanner Grauwacke. Eine Gattung, die man jetzt wohl zu *Knorria* stellen würde; die Art nahe stehend der *Kn. Selloni*, jedoch mit dichteren Blattwülsten. Nicht wieder gefunden.

Knorria acutifolia Göpp., Roemer Beitr. II, Taf. XIV Fig. 4, Lauterberg, wie vorige. S. unter *Kn. aciculari-acutifolia.*

Kn. confluens Göpp., Roemer ebenda Taf. XIV Fig. 5, 6, von ebendort wie vorige, und eine halbe Stunde westlich von Stolberg am Wege nach Friedrichshöhe. S. unten und unsere Taf. V Fig. 5.

Kn. cervicornis A. Roemer, Beitr. IV, 1860, Taf. XXVI Fig. 4, »rothe Grauwacke des Schaufelhäuerthales bei Lauterberg«.

Kn. sp. A. Roemer, Beitr. II, Taf. XIV Fig. 2, Lauterberg.

Sagenaria Bischofi Göpp., A. Roemer Beitr. II, Taf. XIV Fig. 7, Plattenbruch bei Mägdesprung d. i. Tanner Grauwacke. Das Stammstück ist wahrscheinlich nach Heidelberg gekommen, war aber bisher nicht zu finden. Von ähnlicher Erhaltung wie die *Pleuromeja Sternbergi* des Buntsandsteins von Bernburg, der Abbildung nach als *Sagenaria* zweifelhaft.

Sagenaria sp. A. Roemer Beitr. II, Taf. XIV Fig. 3, Lauterberg.

Lepidodendron Jaschei A. Roemer Beitr. V, 1866, Taf. III Fig. 6, feinkörnige Grauwacke des Kammerberges bei Ilsenburg, die Roemer als »Culm von Ilsenburg« bezeichnet. S. unten Taf. VI Fig. 3—5.

Lep. gracile A. Roemer Beitr. V, Taf. III Fig. 7, ebenda wie vorige. S. unten als *Lep. Losseni* W., Taf. VI Fig. 6, 7.

Stigmaria ficoides Brongn., A. Roemer Beitr. IV, Taf. XXVI Fig. 7, »rothe Grauwacke am Scharzfelder Zoll«, d. i. Tanner Grauwacke. Ist wahrscheinlich *Stigm. inaequalis* Göpp., doch ein zu kleines Stück.

Volkmannia clavata A. Roemer Beitr. V, Taf. III Fig. 9, »Culmgrauwacke bei Ilsenburg«, d. i. Tanner Grauwacke. S. unten als *Lepidodendron*? sp. Taf. VII Fig. 16.

Megaphytum Ilsae A. Roemer Beitr. V, Taf. III Fig. 8, ebenda wie vorige. S. unten als *Ilsaephytum Kayseri* W. Taf. VI Fig. 1, 2.

Ein paar von Jasche abgebildete Reste, nicht bestimmbar, müssen unberücksichtigt bleiben. Jasche gab aber bereits auch das Vorkommen von *Calamites transitionis* bei Ilsenburg an.

Von diesen mit Artnamen versehenen Formen habe ich nicht wieder untersuchen können: *Dechenia Roemeriana* und *Sagenaria Bischofi*, dagegen unter den neu gefundenen und in der Sammlung

der Landesanstalt aufbewahrten Stücken noch einige im Folgenden beschriebene und aufgeführte Arten hinzugefügt: *Knorria aciculari-acutifolia* n., *Kn.* cf. *acicularis* Göpp., *Kn. Selloni* Sternb., *Kn.* cf. *longifolia* Schimp., *Lepidodendron* sp., *Cyclostigma hercynium* n., *Calamites transitionis* Göpp., andere Calamarien-Spuren, Farn-Spuren (fraglich).

Es ergiebt sich hieraus, dass in dieser kleinen Flora die Lepidodendreen und unter ihnen vorzüglich die Knorrien die vorherrschenden Pflanzen sind, als charakteristisch jedoch auch *Lepidodendron* und *Cyclostigma* hinzutreten; *Stigmaria* scheint gesichert. Ausserdem sind nur einige Calamarienfunde dabei und *Calamites transitionis* typisch an einer Localität, dem Kammerberg bei Ilsenburg, welcher nach Lossen's Untersuchungen der Tanner Grauwacke zufällt. Die übrigen Reste sind theils zweifelhafter Stellung, theils nicht in genügender Vollständigkeit gefunden, so dass nach ihnen nicht einmal sicher das Vorkommen von Farnen angenommen werden kann.

Versucht man, die gegenwärtig bekannten Formen mit den Resten zu vergleichen, welche in räumlich oder zeitlich nahestehenden anderen Gebieten vorgekommen sind, so findet man wohl Anklänge an manche derselben, jedoch keine so vollständige Uebereinstimmung, dass man beide Floren identificiren könnte. Auffallend ist, dass die meisten Aehnlichkeiten auf die Floren des Culm hinweisen, obschon der allgemeine Charakter unserer hercynen Harzflora auch in den älteren Formationen bereits enthalten ist. Dies ist aber ein allgemeines, von den bisherigen Erfahrungen geliefertes Resultat, dass mindestens die Devonfloren in ihrem Charakter den Culmfloren sehr nahe stehen. Es wird erforderlich sein, im Einzelnen diese vergleichende Untersuchung vorzunehmen, soweit die hercynische Flora des Harzes dazu Anlass giebt, indem wir die von uns und sonst beobachteten und untersuchten Formen dabei zu Grunde legen.

Da nun die Pflanzenreste, welche in der Tanner Grauwacke und dem Unteren Wieder Schiefer gefunden sind, früher immer für Culmpflanzen angesehen wurden, so wollen wir den Vergleich mit den Pflanzen des Culm voranstellen.

Ueber die im Harzer Culm vorgekommenen vegetabilischen Reste hat A. Roemer (in seinem 5. Beitr. etc. S. 32) eine Uebersicht gegeben, worin nur die von den Fundorten Lauterberg, Ilsenburg und Mägdesprung als hercyne zu streichen sind. Besonders namhaft sind unter ihnen zu machen: *Calamites transitionis*[1]) *C. Roemeri* u. a. Arten; *Lepidodendron Veltheimianum*, *L. Volkmannianum*, *L. concinnum*, *L. geniculatum*, *(Lepidophloios?) hexagonum*, *Knorria imbricata*, *polyphylla*, *Iugleri*, *fusiformis*, *Sigillaria (?) culmiana*, *Megaphytum (?) gracile*, *Kuhianum*.

Auch hier fehlen die Wedel von Farnen und die Möglichkeit der Vergleichung beschränkt sich auf Stammreste. Unter diesen aber ist vor allen Dingen sehr bemerkenswerth die Identität von *Calamites transitionis* im Hercyn und Culm des Harzes.

Mit den übrigen Arten ist ein Zusammenfallen nicht constatirt, doch sind grössere Aehnlichkeiten vorhanden, welche durch den meist schlechten Erhaltungszustand der Stücke oft scheinbar unterstützt werden.

Im Harz sowohl als überhaupt gilt das Letztere namentlich für Lepidodendronreste, so dass man nur allzu häufig unter der Bezeichnung *Lepidodendron* unbestimmbare Stücke aufgeführt findet, von denen man nicht mehr als höchstens die Zugehörigkeit zu den Lepidodendreen behaupten sollte. Im Besonderen ist als *Lepidodendron Veltheimianum* wegen der angenommenen Leitfähigkeit dieser Art für Culmschichten bis auf die neueren Geinitzschen (1854) und Stur'schen Darstellungen (1877) der weit überwiegende Theil von Angaben dieser Art auf Reste gegründet worden, welche die charakteristischen Eigenschaften geradezu entbehren, weil die Oberfläche schlecht erhalten oder nur der Steinkern vorhanden war, oder weil gewisse Knorrien, wie *Kn. imbricata*, schlechthin als entrindete Form des *Lepid. Veltheimianum* angenommen wurde, so dass man versucht werden könnte, als Charakter dieser fossilen Pflanze gerade die Charakterlosigkeit und schlechte Erhaltung anzusehen, wenn man die angedeuteten zahllosen Abbil-

[1]) = *Bornia transitionis*, *Bornia scrobiculata* (bei Roemer) oder *Archaeocalamites radiatus* Brongn.-Stur.

dungen vergleicht. Dann würde man mit Leichtigkeit auch hierher Lepidodendronreste des Hercyn stellen können. Dazu kommt vielleicht eine grössere Variabilität der Individuen und ihrer verschiedenaltrigen Theile bei dieser Art, unter welcher Voraussetzung namentlich Stur den Kreis ihrer Formen allzuweit gezogen haben dürfte. Aber dies ist auch der Grund, dass manche Autoren der Verbreitung der Art ein viel grösseres Terrain zuweisen und sie schon im Devon vorhanden betrachten, während Stur auch in den Waldenburger Schichten, den untersten der productiven (oberen) Steinkohlenformation, ihr häufiges Vorkommen annimmt und danach zum Theil diese Schichten zum Culm versetzt.

Den zahlreichen Formen von *Knorria* im Hercyn steht eine etwas geringere Zahl im Harzer Culm gegenüber, und beide Reihen weisen zwar ähnliche, doch nicht völlig idente Formen auf. Die Annäherung an Culm-Knorrien wird erst grösser, wenn man andere Gebiete heranzieht.

Ob unter den Harzer Culmresten, etwa unter *Megaphytum*, sich ein *Cyclostigma* verbirgt, ist für jetzt nicht entscheidbar; auch hier liefern aber andere Culmgebiete Vergleiche, wenn auch nicht idente Formen.

Haben wir also hier bereits einige beachtenswerthe Aehnlichkeiten zwischen Harzer Culm- und Hercyn-Pflanzen, so steigt dieselbe weit mehr, wenn wir andere Gebiete in den Vergleich aufnehmen.

Dem gegenüber ist das zu halten, was man aus devonischen Schichten, die jünger sind als Hercyn, nicht des Harzes — denn derselbe lieferte bisher aus solchen Schichten nichts an Landpflanzen — sondern im Allgemeinen kennt. Wir können diese Vergleiche mit Culm und Devon in nachfolgenden Zeilen vereinigen.

Calamites transitionis, so verbreitet im Culm und darüber hinaus bis in die Waldenburger Schichten, ist auch nach Dawson im Mitteldevon von Neu-Brunswick vorhanden, wo auch andere Calamiten incl. Calamodendron auftreten.

Knorria. Diese vor Allem im Culm häufige, in oberer Steinkohlenformation viel seltenere Gattung fehlt nicht im Ob.-Devon von Scaumenac, ist jedoch selten. Die Häufigkeit im Harzer

Hercyn ist daher ungewöhnlich, und die hier unterscheidbaren Formen schliessen sich eng an solche des Culm und der oberen Steinkohlenformation an.

Kn. cf. *acicularis* nannte ich ein Stück, das sehr nahe der *acicularis* Göpp. von Leobschütz in Schlesien steht und vielleicht nur im Alter verschieden ist.

Kn. aciculari-acutifolia entfernt sich von der Hercynform *acutifolia* bereits merklich und nähert sich Formen des Culm, liegt jedoch auch aus oberdevonischem Dachschiefer bei Sina an der Dill (Nassau) in einem von dem verstorbenen Landesgeologen Dr. Koch gesammelten, durchaus entsprechenden Exemplare vor.

Kn. confluens Göpp. wird an vielen Orten im Culm beobachtet, ist allerdings meist schlechter Erhaltung und für den geognostischen Vergleich wenig geeignet.

Kn. Selloni Sternb. des Hercyns dagegen kann sogar von der echten im obern Steinkohlengebirge nicht unterschieden werden, während die echte *Kn. imbricata* Sternb. im Hercyn unbekannt ist.

Lepidodendron ist in *Jaschei* Roem. und *Losseni* W. durch Arten vertreten, welche anderwärts unbekannt sind, und sie sind zugleich die einzigen hinreichend charakterisirten Formen. Nur in einem Stück, welches Heer, Beitr. z. Steinkohlenflora d. arkt. Zone, 1874, Taf. IV Fig. 1, von der Klaas Billen-Bai in Spitzbergen unter dem Namen *L. Veltheimianum* abbildet, ist Aehnlichkeit mit *Jaschei* zu finden. Reste ungenügender Erhaltung können ebensowohl für *Lepidodendron Veltheimianum* des Culm, als auch für *L. nothum* Unger (Cypridinenschiefer von Saalfeld, 1856, sowie im Psammit von Condroz bei Evieux in Belgien nach Crépin), oder *L. Gaspianum* Dawson (1871 Mittel- und Ober-Devon in N. America, Gaspé, N. York, N. Brunswick, Maine, sowie im Unter-Devon von Rouveroy in Belgien nach Crépin oder Poudingue von Burnot, darnach von Gilkinet *L. burnotense* benannt)[1]) angesprochen werden.

---

[1]) Gilkinet, Bull. de l'Acad. de Belg. t. XL No. 8, 1875; Crépin, Bull. de la Soc. royale de Botanique de Belgique t. XIV, 1875.

Cyclostigma erschien besonders charakteristisch für die Ursastufe Heer's der unteren Steinkohlenformation (Culm), kommt aber auch im Mitteldevon von Gaspé vor (*C. densifolium* Dawson) und ist aller Wahrscheinlichkeit nach viel weiter verbreitet; nur sind die Arten oft nicht mit hervorstechenden Merkmalen versehen, welche sie leicht unterscheiden liessen. Es darf hier mitgetheilt werden, dass andrerseits diese Gattung auch bis in die productive (obere) Steinkohlenformation geht, da die Landessammlung sie z. B. vom Piesberg bei Osnabrück besitzt, wo ich sie in Exemplaren sammelte, die *Cyclostigma Kiltorkense* Haught. recht ähnlich, nur in allen Theilen kräftiger sind[1]).

Das *Cyclostigma* des Harzes gehört zu denen, welche wie das devonische von Gaspé äusserlich weniger markirt sind, als das *Kiltorkense* des Culm.

Selten, aber doch gefunden ist auch *Stigmaria*, freilich nur in einem kleinen Bruchstück (Roemer) und einigen isolirten Wurzelnarben. Sie scheint danach weder von *inaequalis* des Culm, noch von *ficoides* der obern Steinkohle wesentlich verschieden. Aus devonischen Schichten citiren Unger und Richter *St. ficoides* und eine *St. annularis* (?) aus dem Cypridinenschiefer von Saalfeld und Dawson aus Ober- bis Unter-Devon Amerikas mehrere Arten, von denen wenigstens zwei sicher Stigmarien sind und die mitteldevonische *St. perlata* Dn. der *ficoides* nahe kommt.

Zuletzt bleibt nur noch das problematische *Ilsaephytum Kayseri* übrig, das gänzlich isolirt steht und kein Analogon aufzuweisen hat, welches für einen Vergleich verwendbar und nützlich wäre.

Endlich ist der Vergleich mit den Floren geboten, welche entweder in gleich alten oder etwa noch älteren Schichten gefunden worden sind, also in den Schichten der Etage H in Böhmen, im Silur bis incl. Helderberg-Gruppe von Nord-Amerika, besonders Canada. Es fehlt hier durchaus an genügenden Vergleichsmomenten, da gerade die auffallendsten Typen aus diesen Schichten im Harz

---

[1]) Es ist unter dem Namen *C. Osnabrugense* n. in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, Sitzungsber. für Juli, beschrieben.

nicht vorkommen. Weder einer von den böhmischen Resten, welche Stur für Algen hält, noch die von Dawson aufgestellten Gattungen *Psilophyton*, *Prototaxites* etc. treten in den Harzer Schichten auf. Wohl besitzen einige der böhmischen Reste, wie *Lessonia bohemica* Stur, *Hostinella hostinensis* Barr.-Stur, recht bemerkliche Aehnlichkeit in Tracht, Form, Aufrollung der Zweige mit *Psilophyton* Dawson's, allein diese Aehnlichkeit wird von Stur nicht in Betracht gezogen und erörtert.

Möge nun die Vereinigung der böhmischen Reste mit *Psilophyton* möglich sein oder nicht, so ist das Fehlen ähnlicher Reste im Harz eine für jetzt unleugbare Thatsache, welche vielleicht um so mehr auffällt, als im belgischen Ober-Devon, im Psammite von Condroz, von Crépin (Bull. de l'Acad. roy. Belg. 2. sér. t. XXXVIII, 1874, S. 3) ein »*Psilophyton Condrusorum* Cr.« beschrieben wird, welches allerdings Gilkinet (Ebenda t. XXXIX, 1875, S. 384) als *Sphenopteris* interpretirt.

Ebenso fern stehen unserer Harzer Hercynflora die wenigen oben (S. 150 Anmerk.) citirten, von Lesquereux bekannt gemachten untersilurischen Landpflanzen von Ohio, die keine Lepidodendreen, vielleicht dagegen Calamarien aufweisen, also nur sehr entfernte Verwandtschaften offenbaren.

So geht aus den soeben mitgetheilten Vergleichen hervor, dass unsere Hercynflora allerdings die meiste Aehnlichkeit in der Culmflora der verschiedenen Länder findet, erst nächstdem auch in den weniger bekannten Floren des obern und mittlern Devon. Wir haben nur zugleich darauf zu verweisen, dass alle Gattungen und wohl einige Arten der Hercynflora, welche in Betracht kommen können, doch auch mit solchen des Devon übereinstimmen, wenn sie hier auch weniger typisch sind. Dagegen ist mit Pflanzenresten älterer Schichten bis jetzt nichts Identisches oder Nahestehendes bekannt.

Zum Belege hierfür lassen wir nun die Beschreibung der Arten selbst folgen.

Beschreibung der Arten.

Knorria Sternb.

Ueber die Selbständigkeit der Gattung *Knorria* waren und sind auch wohl in neuester Zeit noch die Ansichten getheilt. Während namentlich Schimper und Heer sich für dieselbe ausgesprochen hatten, ebenso wie anfänglich Göppert (1852), ziehen Andere, wie Göppert später (1860), Geinitz, Stur u. A. die Gattung ein und betrachten sie als Erhaltungszustand, nämlich als Steinkern der Gattung *Lepidodendron* oder *Sagenaria*. Man kann sich wundern, dass diese anscheinend so einfache Frage noch nicht mit dem Grade von Sicherheit entschieden ist, welcher keinen Zweifel übrig lässt. Wenn man aber die nur Knorrien ähnlichen Steinkerne von den wirklichen, leicht erkennbaren Knorrien unterscheidet, so muss man zugeben, dass solche Exemplare, welche zugleich die echte Knorrienform als Steinkern und die Lepidodendronpolster und Narben der Rindenoberfläche in voller Deutlichkeit zeigten, kaum gefunden sind. Göppert und Goldenberg lieferten zwei Darstellungen zu Gunsten dieser Anschauung, indessen sind diese Stücken doch so selten oder so wenig typisch, dass man danach nicht ohne Weiteres alle Knorrien zu Lepidodendron zu ziehen sich genöthigt sieht, sondern nach entschiedeneren Belegen sucht. Zwar soll und kann hier diese Frage nicht erschöpft, doch mag auf einige Punkte verwiesen werden, welche nicht ohne Bedeutung sind.

Wer im productiven Steinkohlengebirge *Lepidodendron* zu sammeln Gelegenheit hat, wo diese Gattung noch häufig ist, der findet zwar auch sehr zahlreiche entrindete Stämme oder solche, die sich leicht ihrer Kohlenrinde entkleiden lassen, aber der Steinkern hat nicht die Beschaffenheit einer *Knorria* mit den vorspringenden blattartigen Schuppen oder es ist die Oberfläche des Kernes nur mit einigermassen ähnlichen polsterförmigen Erhöhungen und markirten Punkten versehen, die sofort als Durchgangsstellen der Blattgefässbündel erkannt werden, aber das Ganze bleibt noch weit genug von der Weise entfernt, wie sich die echten Knorrien

präsentiren. Wohl fehlen auch diese nicht, aber sie treten doch so zurück, dass z. B. Brongniart noch 1849 sie nur in unvollkommenen Stücken gesehen zu haben angiebt. Ungleich leichter sind sie dagegen in Culmschichten kennen zu lernen, welche sich recht eigentlich als Lepidodendronstufe — man könnte fast auch sagen Knorrienstufe — kennzeichnen, denn hier ist das Auftreten echter Knorrien neben dem so häufigen *Lepidodendron Veltheimianum* etwas sehr Gewöhnliches. Gerade dies hat auch schon bald die Vorstellung hervorgerufen, dass alle oder die meisten Knorrien Steinkerne der genannten Lepidodendronart seien. Göppert stützte diese Ansicht durch Beispiele (Nov. Acta 1860, Taf. XXXIX Fig. 3 A, Taf. XLI Fig. 1), wo die Knorrienschuppen an demselben Stammstück mit polsterförmigen rhombischen Erhöhungen verbunden vorkommen, in welche sie übergehen. Von den Polstern und Narben der äussern Rindenoberfläche ist jedoch hier nichts erhalten. Dergleichen zeichnete nur Goldenberg (flora Saraepontana foss. I Heft 1855) in schematischer Figur.

Gleichwohl widersprechen dem viele directe Beobachtungen, in denen man das erwartete Zusammenfallen von *Knorria* und *Lepidodendron* vermisst. Dies gerade hat, wie oben gesagt, Schimper und Heer zu der Ansicht gelangen lassen, dass die Selbständigkeit der Gattung *Knorria* festzuhalten sei. In der That muss ich hier hinzufügen, dass nach einem ausgezeichneten Stücke der hiesigen Sammlung der geologischen Landesanstalt, welches den Steinkern und den Abdruck der äusseren Oberfläche — beide wohl erhalten — von *L. Veltheimianum* von Landeshut in Schlesien zeigt (gesammelt von dem verstorbenen Prorector Höger), dieser Steinkern durchaus nicht Knorrienform besitzt, sondern regelmässig gestellte rhombische Erhöhungen mit Gefässbündelnarbe, den Blattnarben der Oberfläche genau entsprechend. Umgekehrt befindet sich kein Stück einer echten *Knorria* unter dieser zahlreichen Landeshuter Reihe, welches gleichzeitig unzweifelhafte Lepidodendronpolster wie die von *L. Veltheimianum* zeigte. Es darf hier wohl auch auf die bemerkenswerthe Thatsache verwiesen werden, dass ein Autor wie Stur, der jede Gattung und Art mit einer noch nicht dagewesenen Gründlichkeit zu behandeln pflegt,

obschon er in seiner »Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten« *Lepidodendron* und dessen 4 hier vorkommende Arten auf 70 Folioseiten bespricht und in nahe 30 Figuren abbildet, doch kein einziges Beispiel einer echten *Knorria* beibringt (ausser in kurzen Citaten) oder deren Verhältniss zu *Lepidodendron* erörtert, also in den von ihm behandelten Waldenburger Schichten wohl kaum Knorrien gefunden hat.

Noch ist auch zu berücksichtigen, dass in den Schichten der productiven Steinkohlenformation nicht selten Stücke von *Lepidodendron* vorkommen, welche zugleich die Innenseite der Rinde, also die Oberfläche des Steinkernes im Abdruck zeigen und ehemals als *Aspidiaria* bezeichnet wurden, wie z. B. O. Feistmantel, Palaeontogr. 23. Bd., Taf. XXXIX und XLI Fig. 1; Stur, Culmflora d. Ostr. u. Wald. Schichten, Taf. XIX Fig. 4; Weiss, aus der Flora d. Steinkohlenformation, Berl. 1881, Fig. 36; u. a. m. — Wenn aus irgend einem Beispiele, so geht aus diesem hervor, dass zum Mindesten nicht jedes *Lepidodendron* eine *Knorria* als Steinkern besitzt.

Welchen Schluss man nun auch aus den angeführten Thatsachen bezüglich der Selbständigkeit der Gattung *Knorria* ziehen möge, so ist unleugbar ihr Auftreten in älteren Schichten häufiger als in jüngeren, und falls man sie nur als Erhaltungsform zu *Lepidodendron* oder Verwandtem ziehen will, so könnte sie doch nur einem Theile dieser Pflanzen als Steinkern zugerechnet werden, indem sie dann eine besondere Section der Gattung *Lepidodendron* bilden würde.

Die Stellung der Knorrien erscheint in der That um so weniger eine endgiltig entschiedene, als man auch andere Gattungen zum Theil herangezogen hat, denen gewisse Knorrien zugehören sollen, so *Lepidophloios* nach Goldenberg, selbst vermuthungsweise *Cordaites* nach Dawson (foss. plants of the Erian a. upp. Silur. form. of Canada, II, 1882).

Nach dem Erörterten werden wir daher die zu besprechenden Reste getrennt unter den Namen *Knorria* und *Lepidodendron* aufführen. Von Knorrien-Formen liegen aus dem Hercyn hauptsächlich drei vor, welche sich mit bereits beschriebenen vergleichen

lassen, wobei indessen eine mehr oder weniger genaue Uebereinstimmung mit den letzteren erhalten wird. Freilich finden sich die Speciesnamen bei den Autoren in recht verschiedener Weise auf solche Reste angewendet und da die Sicherheit der Unterscheidung von Arten bei ihnen gering ist, weil es an gut brauchbaren Merkmalen fehlt, so beschränke ich mich auf die Beschreibung der vorliegenden Stücke und den Nachweis der Verwandtschaft mit solchen, welche in der Litteratur zu finden sind.

1. Knorria aciculari-acutifolia W.

Taf. V Fig. 1—3.

Zwischen *Knorria acicularis* Göpp. foss. Fl. d. Ueberg. 1852, S. 200, Taf. XXX Fig. 3 und *Knorria acutifolia* Göpp. in Roemer, Beitr., Palaeont., Bd. III, S. 96, Taf. XIV Fig. 4 steht die Form, welche in einer Reihe von Stücken hier vorliegt und auf Taf. V, Fig. 1 – 3 zum Theil abgebildet ist.

Die *aciculari-acutifolia*, wie ich sie bezeichnen möchte, gehört zu den Formen mit getrennten polsterförmigen Blattspuren oder Schuppen, die sich nicht berühren, obgleich sie ziemlich dicht stehen. Dieselben treten entweder (Fig. 1, an der Gabelung) als grubige, bis 2,5 Millimeter breite, oben spitze Vertiefungen auf oder in der gewöhnlichen hervorspringenden Schuppenform, lineal-lanzettlich und schmal, zugespitzt, breiter und kräftiger als bei *Kn. acicularis*, schmaler und kleiner als bei *Kn. acutifolia*, sogar noch um ein weniges schmaler als die Figuren angeben. Form und Grösse der Schuppen ist bei sehr verschiedenen Dimensionen des Stammes gleich. Es sind Steinkerne mit nur selten noch etwas erhaltener Kohlenrinde, die äusserlich nichts erkennen lässt. Gabelung mehrfach zu beobachten.

Wegen der getrennten Stellung der Schuppen, welche sich nicht dachziegelförmig decken, muss unsere *Knorria* auch von *Kn. imbricata* getrennt bleiben, worunter Sternberg ursprünglich Exemplare mit grossen breiten Schuppen aus Magdeburger Grauwacke und von Orenburg verstand, während später vielfach der Name auf ganz andere Formen übertragen wurde.

Das Stück Fig. 1 ist reichlich 15 Centimeter lang, unten 3,5 Centimeter breit, zu elliptischem Querschnitt zusammengedrückt, so dass es unten im kleineren Querdurchmesser 2,2 Centimeter misst. Oben gegabelt, die Gabelzweige schon vor ihrem Auseinandertreten durch eine vertiefte Linie getrennt. Erst nach unten tritt die erhabene Schuppenform der Blattspuren auf, die spiralig verlaufen.

Fig. 2 bildet wahrscheinlich die Fortsetzung von Fig. 1 nach unten und erreicht 4,1 Centimeter Breite bei 13,5 Centimeter Länge. Es ist bereits ganz bedeckt mit den blattähnlichen Schuppen, besonders auf der der abgebildeten entgegengesetzten Seite. Diese sind 6 Millimeter und mehr lang, am unteren Ende 1,5 Millimeter breit, spitz, nur wenn sie abgebrochen sind, an der Spitze abgeschnitten. Die steilsten, am meisten in die Augen fallenden Parastichen machen mit der Axe etwa 10° und 15°.

Das Stück zu Fig. 3 ist ebenfalls ein gabelnder Stamm oder Zweig und elliptisch zusammengedrückt, unten 24, weiter oben 21 Millimeter breit, reichlich 16 Centimeter lang. Die Schuppen stehen ein wenig gedrängter, dem jugendlicheren Zweige entsprechend, sind aber sogar etwas länger und breiter als in Fig. 1 und 2. Unter den Parastichen tritt am meisten die steile von oben rechts nach unten links verlaufende hervor, deren Schuppen sich fast dachziegelig decken; sie macht mit der Axe etwa 11°, während die in entgegengesetzter Richtung gehende nächst steile 20° geneigt ist.

Das kleinste vorliegende, nicht abgebildete Exemplar, ebenfalls gegabelt, 15 Millimeter breit, hat sehr gedrängte, fast in einander verfliessende Schuppen, welche aber noch immer nicht so schmal sind, wie Göppert's *acicularis* an viel breiteren Stämmchen.

Zwei andere Exemplare mit ganz schmalen scharfkantigen Schuppen kommen der Göppert'schen Figur von *acicularis* sehr nahe, sind aber etwas dichter beschuppt und das eine lässt seine Schuppen fast in einander verfliessen. Dasselbe gilt übrigens auch von den Abbildungen bei Heer, Bäreninsel, Taf. X Fig. 6 und 7. Dagegen steht *Kn. imbricata* Heer (nec Sternberg), ebenda Taf. IX Fig. 6, der Harzer Form recht nahe.

Eine weitere kleine Abweichung findet sich bei einem Exemplare, welches unten entfernter gestellte Schuppen trägt als oben und daher hier der *Kn. acutifolia* mehr als die übrigen gleicht; auch eine mittlere Längslinie macht sich auf deren Schuppen bemerklich.

Mehrere Stücke aus Grauwackeneinlagerungen im Unteren Wieder Schiefer entsprechen vollständig der vorstehenden Art; die Schuppenpolster sind besonders spitz und scharf, aber noch etwas gedrängter als bei den meisten vorhergehenden und zum Theil fast zusammenfliessend, weil die Contouren nicht immer deutlich ausgeprägt sind. Ein grösseres Stück ist etwa 21 Centimeter lang, fast 5 Centimeter im Durchmesser, von Lindenberg bei Strassberg, 3 kleinere Stücke von Wolfsberg.

Wegen der Verwandtschaft mit *Knorria cervicornis* siehe folgende Art.

Vorkommen. Tanner Grauwacke: Oderthal, am Schaufenhauer Thal, theils von Kayser, theils von Halfar gesammelt. Ein schlecht erhaltener Zweig, von Schilling gesammelt, fand sich am Sprakelsbach an der neuen Strasse zwischen Zorge und Braunlage. — Wieder Schiefer: Lindenberg bei Strassberg, Wolfsberg (Lossen).

Ausserdem: Dachschiefer von Sinn a. d. Dill, Ober-Devon, nach einem Exemplare von Koch gesammelt.

2. Knorria cervicornis A. Roem.

A. Roemer hat in seinen Beiträgen etc. IV. Abth. 1860, S. 165, Taf. XXVI Fig. 4 a und b von dem gleichen Fundorte, wie die meisten der vorigen Art, nämlich Schaufenhauerthal (»Schaufelhäuerthal« bei Roemer) bei Lauterberg beschrieben und abgebildet, womit ich nur ein von Herrn Halfar gesammeltes Exemplar zu identificiren vermag. »Die zahlreichen Blattnarben (Schuppen) liegen in schrägen Reihen dicht bei einander und sind walzenförmig, laufen aber nach unten in einen linearen Schwanz aus, welcher 2 Narben der nächst unteren Spirale von einander trennt«. Dieser Diagnose von Roemer entspricht aber nur die vergrösserte Figur 4 b, während 4 a misslungen scheint. Die Verlängerung der Schuppenpolster nach unten macht, dass diese Form sich nahe an *imbricata* anreiht, wodurch sie sich auch bis jetzt noch von *aciculari-acutifolia* unterscheidet, mit der sie wegen gleichen Fundortes und sonst ähnlicher Form als zu-

sammenfallend angesehen werden könnte. Das Stück hat wie das Roemer'sche, oben abgebrochene Blattschuppen, diese waren offenbar länger als bei voriger Art und, soweit erhalten, linear, daher an *longifolia* erinnernd.

Hierbei sei erwähnt, dass ähnliche Zwischenformen, wie es *cervicornis* zwischen *aciculari-acutifolia* und *imbricata* ist, auch zwischen *acutifolia* und *imbricata* existiren. Ein Exemplar aus dem Culm von Landeshut in Schlesien hat ausgezeichnet lanzettliche, sehr spitze Schuppen von 2,5 Millimeter grösster Breite und über 20 Millimeter Länge, deren unterer Theil ebenfalls je 2 Schuppen trennt und die so dicht stehen, dass in ihrer Länge mindestens 2 seitlich benachbarte Schuppen sich folgen. Des bequemen Vergleiches wegen würde man solche Formen als *imbricato-acutifolia* bezeichnen können.

Vorkommen: Schaufenhauerthal, Steinbruch am Oderthal.

3. Knorria confluens Göpp.

Taf. V Fig. 5.

Die sehr in die Länge gezogenen schmalen Schuppen stehen auf glatter Oberfläche des Steinkernes, nicht sehr entfernt, sind nach aussen und innen flach convex, ihr Abdruck also concav-vertieft. Sie sind zum Theil bis auf 3 Centimeter Länge erhalten bei nur 1—1,3 Millimeter Breite, schmal lineal, Spitze nicht conservirt. Sie zeigen die Neigung durch Zusammenfliessen sich zu vereinigen, was am Original noch mehr als in der Zeichnung hervortritt.

Das so eben beschriebene und abgebildete Exemplar, wie auch andere ganz ähnliche zeigen grosse Uebereinstimmung mit der Abbildung Roemer's, Beitr. etc. II. Abth. (Palaeont. Bd. III), S. 96, Taf. XIV Fig. 5, nur dass diese in allen Theilen etwas kräftiger ist. Göppert hatte beim Citiren und Namengeben der Roemer'schen Abbildungen (foss. Fl. d. Ueberg. 1852, S. 201) nicht dessen Fig. 5, sondern Fig. 6 mit weit breiteren gröberen Schuppenwülsten angezogen, welche von unseren Exemplaren beträchtlicher abweicht. Letztere wird von Roemer aus Grauwacke

von Lauterberg angegeben, bei ersterer (Fig. 5) der Fundort nicht ausdrücklich bezeichnet; derselbe ist wahrscheinlich der zweite angegebene: $^1/_2$ Stunde westlich Stollberg am Wege nach Friedrichshöhe.

Die Selbständigkeit der Species soll hier nicht vertheidigt werden, denn es ist sehr möglich, dass unsere Reste meistens nur eine andere Erhaltungsart der vorhergehenden darstellen, was man vermuthen möchte, wenn man den oberen Theil der Fig. 3 vergleicht.

Auch Formen ähnlich der breitwülstigen, wie die oben erwähnte bei Roemer Fig. 6 oder Schimper's *Knorria longifolia*, terrain de transit. des Vosges, Taf. XX, obere Partie, kommen mit der abgebildeten vor, mit Schuppen, die unten bis 4 Millimeter breit und bis über 35 Millimeter lang sind. Ein solches Exemplar rührt von Lauterberg, Gegend nach Scharzfeld zu (leg. Beyrich), ein anderes weniger grosschuppiges vom Schaufenhauerthal (Halfar).

Vorkommen. Mit voriger am gleichen Fundorte (hierher Fig. 5) und den bereits angegebenen.

4. Knorria Selloni Sternb.

Taf. V Fig. 4.

Oberfläche eines Steinkernes, zum Theil mit dünner schwarzer glänzender Kohlenrinde bedeckt, glatt. Die wulstförmigen dicken Schuppen aus einander stehend, entfernt, bis 5 Millimeter breit, verschieden lang, breit lineal, je nach Vollständigkeit oben breit, abgestutzt (oder abgebrochen). Die am meisten auffallende Parastiche geht von oben links nach unten rechts, 25° gegen die Axe geneigt, die steilste im entgegengesetzten Sinne etwa 6°.

Der Rest ist von Sternberg's *Kn. Selloni*, Vers. I fasc. 2, S. XXXVII Taf. LVII, kaum irgend verschieden und wird daher mit gleichem Namen bezeichnet.

Sehr gut hiermit stimmt ein grösseres der Jasche'schen Sammlung, aber die Wülste ein wenig dichter gestellt und an der Spitze abgerundet statt abgestutzt (Lauterberg).

Ebenso gehört hierher denn auch *Knorria imbricata* Heer (nec Sternb.) foss. Flora d. Bäreninsel 1871, Taf. X Fig. 2 und 5, da sie sich im Wesentlichen nur durch abgerundete Spitzen der Blattwülste, von Sternberg's *imbricata* jedoch durch entfernt stehende, nicht sich deckende Schuppen unvereinbar unterscheidet. Uebrigens stimmen 2 Stücke unserer Sammlung genau mit dieser Heer'schen Abbildung: Schuppen länglich, stumpf, etwas entfernt stehend, 4—6 Millimeter breit, um ebensoviel oder weniger von einander abstehend.

Vorkommen. Das abgebildete Stück vom Schaufenhauerthal, Steinbruch am Oderthal (Halfar leg.), eines der letztgenannten (cf. Heer) vom gleichen Fundort (Kayser leg.); dieselbe Form zwischen Andreasberg und Lauterberg bei der Einmündung des Breitenbecks (Beyrich leg.).

5. Knorria Selloni var. distans.

Ein Stück unserer Sammlung kann nicht ohne Weiteres mit *Knorria Selloni* Sternb. vereinigt werden, obschon es ebenfalls aus einander stehende Blattwülste auf glatter Fläche besitzt. Es würde mit der Figur 3 auf Taf. XXXI in Göppert's foss. Flora d. Ueberg. 1852 ganz übereinstimmen, wenn man sich die Blattwülste dieser Figur in doppelt so grosse Entfernung von einander gestellt denkt; deren verhältnissmässig geringe Grösse und wenig lanzettliche Form ist ganz wie in der citirten Abbildung. Ihre Abstände, in den schiefen Zeilen gemessen, betragen etwa 9—11 Millimeter, die Wülste sind 10 Millimeter lang und darüber, etwa halb so breit als die der echten *Selloni*.

Das Stück ist von Lossen in einer Grauwacken-Einlagerung des Unteren Wieder Schiefer bei Lindenberg bei Strassberg gesammelt worden.

Lepidodendron Sternb.

Die Vertreter dieser Gattung haben theils den echten Typus der *Lepidodendron*: rhombische Polster mit kleiner Narbe, theils fallen sie durch einige Abweichungen auf, so das *Lepidodendron Jaschei* durch die auf einer glatten Oberfläche getrennt stehenden

Polster, welche fadenförmige Kiele als Verlängerungen entsenden, mittelst welcher die Polster in Verbindung stehen. Man könnte geneigt sein, dies als den Charakter einer besonderen Abtheilung von *Lepidodendron* zu betrachten, wenn nicht in solchen Beispielen wie sie Heer, Beitr. zur Steinkohlenflora der arktischen Zone, Stockholm 1874 S. 4 Taf. IV Fig. 1, Stur, Culmflora d. Waldenburger Schichten Taf. XX Fig. 1, 2, 4 liefern, Beide unter dem Namen *L. Veltheimianum*, eine Verbindung mit dem Haupttypus von *Lepidodendron* gegeben wäre. Denn wie bei den citirten Figuren, wenigstens von Stur, es die Mittellinie des Blattkissen ist, welche sich verlängert und regelmässig mit einem tiefer stehenden Kissen verbindet, so ist es auch hier meist eine Verbindungslinie zwischen 2 Kissen, nur weit unregelmässiger und direct aus dem Kissen hervorgehend, welche als Fortsatz des Kissens figurirt. Auch die bei Steinkohlenarten gewöhnlichen übrigen Details der Blattpolster vermisst man hier: den medianen Längskiel, die Wangenlinie etc.

1. Lepidodendron Jaschei Roem.

Taf. VI Fig. 3—5.

Auf der glatten Oberfläche stehen in regelmässigen Abständen spiralig angeordnet sehr schmale, verlängerte, nach beiden Seiten sich zuspitzende Polster, welche einen Zwischenraum zwischen sich lassen, der bis mehr als die doppelte grösste Breite eines Polsters beträgt. Im oberen Theile des Polsters befindet sich die elliptische spitzliche Blattnarbe mit einem Gefässbündelnärbchen. Die Felder über und besonders unter der Narbe sind mit unterbrochenen Querrunzeln versehen, das obere Feld nur wenig punktirt (Fig. 5). Die Polster verlängern sich nach oben und unten in einen fadenförmigen Fortsatz, der als geschlängelte erhabene Linie verläuft, theils eines der nächst tieferen Polster erreicht und so eine Verbindung der beiden herstellt, theils zwischen den Polstern herabläuft und endigt ohne ein zweites Polster zu berühren, auch intermittirend auftritt, theils endlich sich nach unten gabelt und so zwei solcher fadenförmigen Fortsätze vereinigt.

Das abgebildete Stück ist das von F. A. Roemer in seinen Beiträgen zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Harzgebirges, V. Abth. 1866 (Palaeontogr. Bd. XIII) S. 13 Taf. XXXV Fig. 6, publicirte Original, welches in der Jasche'schen Sammlung von der Gräflich Stolberg-Wernigeroder Factorei in Ilsenburg aufbewahrt wird. Es war schon von Jasche selbst (l. c. Taf. I Fig. 1) abgebildet und dabei nur als verschieden von *Sagenaria Veltheimiana* und *caudata* Presl erklärt worden.

Unsere Fig. 4 ist eine Ansicht des Originales selbst, das einen vertieften Abdruck der Oberfläche des Stammstückes darstellt; Fig. 3 ist nach einem Wachsabguss gezeichnet, um die natürliche Ansicht der Oberfläche wiederzugeben; Fig. 5 ist nach dem Wachsabguss vergrössert gezeichnet.

Das Stück ist 7,5 Centimeter lang, 2 Centimeter breit. Die Blattpolster sind an der breitesten Stelle 2,5 Millimeter breit und verschmälern sich nach oben und unten allmählich lanzettlich, bis sie in den fadenförmigen Fortsatz übergehen. Man kann die Länge der Polster bis auf 2 Centimeter und mehr annehmen. Die Blattnarbe ist nicht gut erhalten, ihre Form und Punktirung daher nicht sehr deutlich. Zwischen den Kissen und den Fortsätzen derselben ist die Oberfläche der Rinde nur mit einigen Spuren längsgerichteter kurzer Linien versehen, sonst glatt. Von den beiden am meisten in die Augen fallenden Parastichen macht die in Fig. 4 von oben rechts nach unten links laufende mit der Axe etwa 34^0, wenn man die Narbencentre sich verbunden denkt, die andere von oben links nach unten rechts etwa 12^0.

Vorkommen. Feinkörnige Grauwacke vom Kammerberg bei Ilsenburg.

2. Lepidodendron Losseni Weiss = Lepidodendron gracile A. Roem.

Taf. VI Fig. 6, 7.

Zugleich mit *L. Jaschei* beschrieb F. A. Roemer das hier wieder abgebildete kleine Bruckstück eines Lepidodendronzweiges (l. c. S. 13 Taf. XXXV Fig. 7 a u. b), das auch Jasche bereits (l. c. Taf. I Fig. 2) abbildete und für *Sagenaria Veltheimiana* zu halten geneigt war. Da nun der Name *gracile* bereits von Brongniart für Lepidodendronzweige verbraucht war, so wird es

gut sein, für den Harzer Rest einen anderen Namen anzuwenden.

Das Stück ist ein Hohldruck, 37 Millimeter lang, 5,5 Millimeter breit; die Fig. 6 und 7 wurden nach einem Wachsabdruck angefertigt.

Polster verhältnissmässig sehr lang und schmal, obwohl nur reichlich 11 Millimeter lang, 1 Millimeter breit, nach beiden Seiten lanzettlich verlängert, in schmale Spitze auslaufend, gedrängt, sich seitlich berührend und mit den oberen und unteren Enden in einander verlaufend und zusammenhängend, durch die Blattnarben in 2 ungleiche Felder getheilt; das grössere untere davon durch vorstehende warzige Punkte und Striche stark quer gerunzelt, das obere kleiner und schwächer gerunzelt oder gestrichelt. Runzeln oft schief. Die Blattnarben klein, 1 Millimeter lang, elliptisch, abgerundet, mit centralem Punkte markirt, meist nicht scharf erhalten, am Original besser kenntlich als am Wachsabguss.

Gehen bei unvollkommener Erhaltung die feinen unterbrochenen Querrunzeln der Polster verloren, so gewinnt das Ganze an Aehnlichkeit mit *Lepidodendron rimosum* Sternb. Ein solches Exemplar vom Schaufenhauerthal (leg. Halfar), doch weit kräftiger und grösser (Polster über 10 Millimeter lang, Blattnarbe 2 Millimeter und vorspringend) könnte deshalb hierher gehören.

Schimper citirt in seinem traité *L. gracile* Roem. als Synonym zu *L. Jaschei* Roem.

Vorkommen. Mit *L. Jaschei* am gleichen Fundorte.

3. Lepidodendron sp.

Taf. VII Fig. 10, 11, 4.

Unter den Resten, welche sicher *Lepidodendron* angehören, befinden sich zunächst die beiden kleinen Zweige, welche in Fig. 11 und 10 abgebildet sind. Bei Fig. 11 sind die Polster sehr klein, rhombisch, nach beiden Enden spitz und werden durch schmale schiefe Furchen getrennt, die kaum $1^1/_2$ Millimeter lange Felder bilden, auf denen eine Spur der centralen Blattnarbe steht, siehe Fig. 11a vergrössert.

Ein ähnliches Stück ist in Fig. 10 abgebildet, dessen Polster ein wenig grösser und lockerer gestellt sind, in lange Spitzen auslaufend. Die Blattnarbe deutlich rhombisch, mit Pünktchen in der Mitte. Siehe Fig. 10a vergrössert.

Andere hierzu gehörige Reste dünner Zweige gabeln sich zum Theil.

Das bedeutend grössere Stück Fig. 4 muss ebenfalls zu *Lepidodendron* gestellt werden, obschon Blattpolster und Blattnarben nicht vollständig erhalten sind. Es ist ein abnehmbarer Steinkern (23 Millimeter lang), der in einem Hohldrucke (33 Millimeter lang) liegt, 7 Millimeter breit, etwas zusammengedrückt, mit dünner, glänzender Kohlenrinde bedeckt. Derselbe ist scheinbar gegliedert, indem vorspringende, kantige Linien (zwischen a und b, zwischen c und d), auf denen sich die Blattnarbenpunkte zu erkennen geben, fast horizontal quer über die Oberfläche laufen. Hebt man aber den Steinkern ab, so setzen sich diese Linien auf der hinteren Seite nicht in der Weise fort, dass sie einen Kreis bilden, sondern es verläuft die eine sehr schräg von b nach c, sowie von d nach e und zwischen der Spirale a b c d e liegt eine zweite parallele. Beide Spiralen sind 3,5 Millimeter von einander entfernt, kleine Höckerchen auf ihnen deuten Blattnarben an, deren Zahl nicht ganz sicher festzusetzen ist. Es scheinen 8 zwischen c und d vorn zu liegen, zwischen c und b hinten wohl 9. Weil die Schraubenlinien stark vorspringen, gewinnen sie das Aussehen von Knotenlinien bei Calamarien. Auch die sichtbaren Längslinien erhöhen das Ansehen von Calamarien im Vergleiche mit deren Rippen und Rillen. Jedoch findet man bei näherer Betrachtung, dass die scheinbaren Rippen am Knoten am breitesten sind und nach oben sich lanzettlich zuspitzen, wie es Blattkissen thun. Verdrückung der Vorder- gegen die Rückseite hat dieses Aussehen hervorgerufen.

Alle Stücke rühren vom Oderthale, Steinbruch am Schaufenhauerthale (Halfar leg.).

Weit schlechterer Gattung, doch so, dass ihre Zugehörigkeit zu *Lepidodendron* nicht angezweifelt zu werden braucht, sind andere Stücke, von welchen ein Beispiel in Fig. 13 abgebildet wurde. Man hat hier auf dem Steinkerne nur noch die höckerigen, von den

Gefässbündeln gebildeten Male in regelmässiger Stellung. Uebrigens ist die Abbildung nach einem Wachsabgusse gefertigt. Solche und ähnliche Stücke finden sich im Oderthale, wie am Kammerberge bei Ilsenburg; von letzterem Fundorte hat Jasche (l. c. Taf. I Fig. 6) ein Stück abgebildet.

Auch ein Zweigstück mit grösseren Blattpolstern, ähnlich, elliptisch, nach beiden Enden sehr spitz, etwas locker gestellt, so dass Zwischenbänder zwischen den Polstern erscheinen, liegt vor vom Sprakelsbach an der neuen Strasse zwischen Zorge und Braunlage (Schilling leg.). Solche Formen entsprechen, ohne jedoch damit identificirt werden zu können, *L. Veltheimianum*.

4. **Lepidodendron** sp., beblätterte Zweige.

Zweigstücke mit Blättern, aber mangelhaft erhalten, liegen mehrere vor. Taf. VII Fig. 17 zeigt eine Zweigspitze, deren Blätter (b) sparrig und steif, spitz, lanzettlich, etwas nach aussen gebogen, bis 15 Millimeter lang sind. Mittelnerv nicht kenntlich. Blattmasse und Zweig anthracitisch verkohlt. Silstedter Gemeindeholz, Jasche'sche Sammlung. — Auch ein zweites Exemplar ist ganz ähnlich, die Blätter noch kräftiger.

Ein Zweigstück vom Oderthale (Kayser leg.) hat 18 Millimeter lange bis 1,8 Millimeter breite Blätter, die steif abstehen.

5. **Lepidodendron?** sp. = **Volkmannia clavata** A. Roem.

Taf. VII Fig. 16.

F. A. Roemer machte in seinen Beiträgen zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Harzgebirges, 1866 S. 13 Taf. XXXV Fig. 9 einen Rest bekannt, den er im Texte nur als »Frucht, die ich aber keiner bestimmten Gattung zuzurechnen weiss«, auf der Tafel als »*Volkmannia clavata*« bezeichnete. Wir finden ihn schon bei Jasche (l. c. Taf. I Fig. 7) abgebildet, der ihn als Zapfen betrachtete (S. 26). Derselbe ist hier nochmals abgebildet und zwar nach dem Wachsabgusse des Originales.

Das Bruchstück erscheint als knospenartig angeschwollene Endspitze eines Zweiges mit noch theilweise ansitzenden Blättern,

im Uebrigen nur mit den punktförmigen Blattspuren. Diese sind Höcker, welche gedrängt stehen und den Eindruck von kreisförmiger Stellung machen. Gleichwohl sind sie etwas schief gestellt und es ist sehr wahrscheinlich, dass hier ein ähnlicher Fall wie bei Fig. 4 dieser Tafel vorliegt, an der wir die spiralige Stellung nachgewiesen haben. Auch erscheinen noch theilweise Reste der Polster, auf welchen die Blattspuren standen, undeutlich rhombisch. Dass die Blattmale nur in der Mitte rundlich, an den Seiten länglich bis kurz-linienförmig erscheinen, erklärt sich aus der Erhaltung. Die rundlichen tragen noch mehrfach Blätter in Abdrücken (b), 4 bis 5 Millimeter lang, sehr schmal, spitz, schief abstehend, zart.

Vorkommen: Kammerberg bei Ilsenburg (Jasche'sche Sammlung).

Cyclostigma Haughton.

»Stamm dichotom, auf der Rinde mit kleinen Wärzchen von abgefallenen Blättern versehen, welche etwas kugelig oder abgeplattet sind, an der Spitze mit einem Grübchen. Blätter lineal, in der Mitte gekielt.«

Diese von Heer entworfene Diagnose der Gattung wird um Vieles anschaulicher, wenn man die nächst verwandten Gattungen damit vergleicht, wie es auch Heer bei Besprechung des Haupttypus, nämlich *Cyclostigma Kiltorkense* Haught. thut (fossile Flora der Bäreninsel, S. 43).

Mit *Stigmaria* hat *Cyclostigma* die runden Narben (Wärzchen Heer) gemeinsam, aber dieselben sind sehr klein und nicht zu einer solchen halbkugeligen oder auch vertieften Scheibe ausgebildet, welche bei *Stigmaria* meist durch eine centrale Warze gekrönt wird. Die Aehnlichkeit wird aber, abgesehen von der geringeren Entwickelung der Narben, sehr gross und auch dadurch vermehrt, dass die Reste von *Cyclostigma* ebenso wie *Stigmaria* z. Th. den Habitus von Wurzeln oder des Wurzelstocks tragen. Die von Heer angegebenen Blätter sind nicht ansitzend am Stamme gefunden worden; auch Schmalhausen (Pflanzenreste der Ursa-Stufe in Ost-Sibirien. Bull. de l'Acad. Imp. de St. Pétersbourg, t. IX,

Taf. I Fig. 8) fand nur ungenügende Rudera an den »Wärzchen« haftend.

Auch die Stellung der Narben könnte darauf führen, die Reste für Wurzeltheile oder Wurzelstöcke zu halten, da dieselben nur stellenweise in regelmässigen Parastichen geordnet sind, dann aber wieder unregelmässig stehen. Nur die gabelige Verzweigung des Stammes, welche oft völlig der von *Lepidodendron* gleicht, lässt seine Wurzelnatur nicht wahrscheinlich erscheinen; doch aber kann die Abgrenzung gegen *Stigmaria* besonders schwierig werden.

Dass etwa *Cyclostigma* zu *Knorria* gehöre und deren äussere Oberfläche darstellte, könnte man vielleicht vermuthen, es liegt aber nirgends etwas von den schuppenförmigen Blattwülsten der Knorrien unter der Rinde von *Cyclostigma* vor.

Bei schlechter Erhaltung kann eine grosse Aehnlichkeit mit solchen Resten von *Lepidodendron* entstehen, die selbst nur den Steinkern und auch diesen schlecht erhalten zeigen; doch lassen letztere meist noch die rhombische Spur der Polster erkennen, auf welchen in der Mitte etwa das Gefässbündelnärbchen als Wärzchen steht. Einige beschriebene Reste von ihnen sind aber gewiss zu *Cyclostigma* zu rechnen, so *Sagenaria cyclostigma* Göpp. (foss. Fl. d. Uebrg., 1852 Taf. XXXIV Fig. 6) aus Culmgrauwacke bei Landeshut und *Sagenaria* sp. bei Roemer (Beitr. etc., II. Abth., Taf. XIV Fig. 3) aus Tanner Grauwacke von Lauterberg im Harz.

Ausserdem wird man ebenfalls zu *Cyclostigma* stellen können, den *Lycopodites pinastroides* Unger (Richter und Unger, Beitr. zur Palaeontol. des Thür. Waldes, 1856, S. 92 Taf. X Fig. 9, 10) aus dem Cypridinenschiefer von Saalfeld und vielleicht *Lycopodites taxinus* Goldenberg (flora foss. Saraepontana, Heft I, 1885, S. 12 Taf. II Fig. 6) aus Saarbrücker Kohlengebirge.

Das Vorkommen des *Cyclostigma* ist bis jetzt im Devon (Dawson), besonders aber im Culm (Heer, Schmalhausen) und nach Stücken unserer Sammlung aus dem productiven Steinkohlengebirge nachgewiesen.

1. Cyclostigma hercynium n. sp.

Taf. VII Fig. 5, 6, 8, 9 (?).

Stämmchen glatt, dichotomirend, mit sehr kleinen runden bis elliptischen Narben besetzt, welche ziemlich gedrängt stehen, theils als grubige Vertiefung, theils als Höcker, mit meist wenig markirtem centralen Punkt.

Die typischesten Stücke sind in Fig. 6 und 8 abgebildet. Das zu Fig. 6 ist ringsum erhalten, wenig zusammengedrückt, 48 Millimeter lang, 12 Millimeter breit, 8 Millimeter dick, mit dünner, glänzend glatter Kohlenrinde bedeckt. Die Blattnarben sind rundlich elliptisch, seltener, wie Fig. 6a vergrössert zeigt, an zwei Enden oder nur an einem zugespitzt, $2^1/_2$ Millimeter hoch, 1 Millimeter breit. Sie stehen in Bogenlinien um das Stämmchen, bilden jedoch keine eigentliche Spirale. Auch der Steinkern unter der Rinde ist glatt, von Knorrienform nichts angedeutet.

Fig. 8 zeigt ein Stammstückchen im Gestein, 8 Millimeter breit. Kohlenrinde ebenso glatt, Blattnarben weniger vollständig als bei vorigem, auch noch kleiner, rund, etwa 1 Millimeter im Durchmesser, zum Theil etwas vorstehend und in der Mitte vertieft, manchmal mit centralem Punkt, wie Fig. 8a vergrössert zeigt.

Unter anderen, nicht abgebildeten Stücken ist ein 8,5 Centimeter langes und 6 Millimeter breites Stück von besonderem Interesse, weil es sich am oberen Ende gabelt; von der Gabelstelle verläuft wie bei *Lepidodendron* ein Eindruck auf der Rinde des Stämmchens eine Strecke weit hinab, so dass die Gabeltheilung schon vor dem Auseinandertreten der Aeste kenntlich wird. Die Oberfläche ist genau so beschaffen wie bei den Stücken zu Fig. 6 und 8.

Fig. 5 liegt im Abdrucke und Gegendrucke vor, die Figur wurde aber nach einem Wachsabgusse vom vollständigeren negativen Abdruck angefertigt und zeigt die Oberfläche. Etwa 8 Millimeter breit; Blätternarben kaum 1 Millimeter im Durchmesser, warzig erhaben, besonders am Unterrande polsterartig erhöht, in Bogenlinien, die weder Wirtel noch Spiralen sind, ähnlich Fig. 6.

Weniger sicher ist die Zurechnung von Fig. 9 hierher. Es ist 16 Millimeter breit und giebt die Oberfläche wieder, die glatt ist, nur mit einigen, wohl durch Druck hervorgerufenen Längsstreifen versehen. Blattnarben warzenförmig, aber nicht scharf begrenzt, in regelmässigeren Spirallinien als vorige.

Ein anderes Exemplar, das nicht abgebildet wurde, Hohldruck, 8 Millimeter breit, hat zahlreiche, aber weniger scharf erhaltene Blattnarben un-

regelmässig gestellt wie Fig. 5 und 6, an der unteren Seite mehr vorspringend als oben, etwa so wie es Heer (l. c. Taf. VII Fig. 3b und 7) an dem zeichnet, was er *Lepidodendron Corneggianum* nennt.

Die Stücke zu Fig. 6 und 8 sind sehr ähnlich dem in Roemer's Beitr. etc., IV. Abth., 1860, S. 165, Taf. XXVI Fig. 2 als *Megaphytum gracile* Roem. publicirten Stücke vom Innerstethal unterhalb Lautenthal (Culm); nur ist bei dieser Vergleichung von den grossen seitlichen, linearen, spaltförmigen Narben abzusehen, welche die Einstellung in die Gattung *Megaphytum* bewirkt haben.

Vorkommen. Sämmtliche Exemplare stammen vom Steinbruche am Schaufenhauerthale im Oderthale (Halfar leg.).

Calamarienreste.

1. Calamites (Archaeocalamites) transitionis Göpp.

Taf. VII Fig. 1, 2.

Die Zugehörigkeit der beiden abgebildeten Stücke zu *Calamites transitionis* Göpp. (*radiatus* Brongn.) wird einer Rechtfertigung nicht bedürfen. Das Stück Fig. 1 hat eine Gliederung ziemlich vollständig mit den eingedrückten, linienförmigen Knötchen (k) in den Rillen. Diese und die Rippen durchgehend, die Rillen besitzen noch ein nicht selten bei *Calamites transitionis* zu beobachtendes Leistchen als feine, erhabene Linie. Das obere Glied ist etwa 33 Millimeter lang, die Spur einer zweiten Gliederung wird ganz am oberen Ende des Stückes bemerkt. Am unteren dagegen läuft am Originale ein Sprung quer herüber, der fälschlich den Eindruck einer scharfen Nodiallinie erzeugt, daher in der Zeichnung weggelassen wurde.

Das zweite Stück, Fig. 2, zeigt nur wenige Rippen eines *Calamites transitionis* mit längeren Gliedern, die 40 und 37 Millimeter messen. Die Rillen besitzen keinen Kiel; Knötchen (k) stehen auf den Rippen und lassen daran die Gliederung erkennen. Dass diese Knötchen andere Bedeutung haben als die Rillenknötchen (k in Fig. 1), welche wohl sicher Blattspuren sind, habe ich für Calamiten anderer Abtheilungen (Calamarien II. in: Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen, Bd. V Heft 2,

1884) genügend erörtert. Stur spricht diese Knötchen auf den Rippen für Wurzel-, Rothpletz für Astspuren an. Sie würden aber auch den Infranodialcanälen Williamson's entsprechen.

Vorkommen. Kammerberg bei Ilsenburg, Jasche'sche Sammlung. Jasche selbst gab schon das Vorkommen von *Calamites transitionis* an (l. c. S. 26) und danach wahrscheinlich Roemer in seiner Uebersicht der Versteinerungen des Harzgebirges, V. Beitr., S. 32.

2. Ein sehr kleiner, einmal quergegliederter Rest ist in Fig. 3, Taf. VII abgebildet. An der gegliederten Stelle springt der Knoten vor, die Gliedstücke sind längsgestreift, das obere lineal, das untere kürzere nach unten (durch Druck?) zusammengezogen. Das Bruchstückchen kann einem Asterophylliten angehören, wenn nicht einem *Lepidostrobus*-Fruchtblatt, weil das untere Glied durch die erwähnte Zusammenziehung (die in der Figur nicht gut ausgedrückt ist) dem Sporangien tragenden unteren Theile eines solchen ähnelt.

Vorkommen. Steinbruch am Schaufenhauerthale (Halfar leg.).

3. Mehrere andere Bruchstücke zeigen scharfe Längsrippen, zum Theil scharfe Quergliederung, anscheinend Alterniren der Furchen. Schaufenhauerthal.

Incertae sedis.

1. Taf. VII Fig. 12 ist ein im Hohldrucke vorliegender Blattrest, 43 Millimeter lang und 3 Millimeter breit, glatt, in der Mitte mit einem Streifen (Nerv). Kann auf ein Sigillarien- oder *Lepidodendron*-Blatt bezogen werden. Schaufenhauerthal (Halfar leg.).

2. Taf. VII Fig. 14 und 15. Farnspindeln? Fig. 14 stärker gestreift, Fig. 15 weniger gestreift, kräftig; von dem gemeinsamen Stiele sind anscheinend drei Zweige abgegangen, a, b, c, wovon der Theil bei b sich stärker in die Höhe hebt. Wie voriges.

3. Taf. VIII Fig. 7, ein halbcylindrisches Stück, 43 Millimeter lang, 8 Millimeter breit, das wegen seiner starken Quer-

runzelung an *Artisia* erinnert, aber keine wirklichen Querlinien zwischen den Querwülsten besitzt, daher wohl besser auf eine quergerunzelte Farnspindel bezogen wird. Man könnte aber z. B. dieses Stück auch mit Gebilden wie *Harlania Halli* Göpp. vergleichen, die aber dichotomirt. Schaufenhauerthal (Halfar leg.).

An dies querrunzelige Stück schliessen mehrere andere an, so eins vom Schlossberge bei Wernigerode, schwach quergerunzelt, mit Spur von Verzweigung; zwei Stücke vom Kammerberge bei Ilsenburg: davon das eine 30 Millimeter lang, 5—6 Millimeter breit, mit bogigen scharfen und dichten Querrunzeln, fast gegliedert im Ansehen, das andere 70 Millimeter lang, 6 Millimeter breit, unterbrochen querrunzelig, von querlaufenden, eingestochenen Strichen bedeckt und jederseits mit einer kielartig vorspringenden Längsleiste versehen, so dass der Querschnitt zweischneidig ist.

Dies sind Bildungen, wie man sie an Farnspindeln beobachtet, z. B. würde der letztgenannte Rest der Spindel von *Sphenopteris Schimperiana* Göpp. in Schimper's terrain de transition des Vosges, Taf. XXIX Fig. 2 gleichen.

Da andere Farnreste nicht beobachtet wurden, so verdienen diese Spuren Erwähnung.

4. An zwei Stücken vom Kammerberg bei Ilsenburg (Jasche-sche Sammlung) und auch an einem vom Schaufenhauerthale bei Lauterberg (Halfar leg.) glaubt man Abdrücke isolirter Stigmariennarben zu erkennen mit ihrer rundlich elliptischen, gewölbten Form, ihren concentrischen Erhöhungen und der centralen Gefässbündelnarbe. Es kann auffallen, dass *Stigmaria* nur einmal von Roemer gefunden wurde (s. oben S. 152).

5. Ilsaephytum Kayseri Weiss = Megaphytum Ilsae Roemer.

Taf. VI Fig. 1 und 2.

Der von F. A. Roemer in seinen Beitr. etc., 1866, S. 13, Taf. XXXV Fig. 8 unter dem Namen *Megaphytum Ilsae* beschriebene und abgebildete Rest wird hier auf's Neue abgebildet, und zwar ist Fig. 2 der Abdruck der Oberfläche nach dem Original, Fig. 1 dagegen nach einem Wachsabgusse gezeichnet.

Das Stück ist reichlich 11 Centimeter lang, oben 2,7 Centimeter breit. Es ist ein flacher, gestreifter Abdruck, oben fein-, unten gröber und unregelmässig längsgestreift, in der Mitte ziemlich glatt. An dem einen Rande befindet sich ein dicker Wulst (Fig. 2 rechts), dessen oberster gestreifter Spitzentheil noch fast in der Ebene des Abdruckes selbst liegt; erst der untere Theil erhebt sich wulstartig und ist glatt, nach unten ist der Wulst abgebrochen. Roemer zeichnete auch auf der anderen Seite (in Fig. 2 links unten) tiefer unten einen ähnlichen Wulst, der aber dem Originale fehlt; es erhebt sich nur ganz unten links neben dem Abdrucke das Gestein etwas convex und ist, wie ein Theil des Abdruckes, roth gefärbt. Diese Eisenfärbung scheint der Anlass zur Annahme eines solchen zweiten Körpers gewesen zu sein. Roemer deutete sie als abwechselnde Astansätze, jedoch ist es nichts Anderes als Druckerscheinung, welche am Rande hervorgequollene Gesteinsmasse zeigt. Der problematische Rest könnte seiner Gestalt nach mit einer vereinzelten breiten Sigillarienrippe verglichen werden, doch bilden die auf seiner Oberfläche befindlichen, eigenthümlichen Quereindrücke unerklärte Theile. Diese beginnen auf einer Seite ganz scharf, rufen eine Rinne hervor (Fig. 2), in welcher noch ein linsenförmiger Rest, auch zwei, eines anscheinend hier befindlich gewesenen, stäbchenförmigen Körpers liegen geblieben ist; gehen dann in etwas schräger Lage quer über den Stamm und verfliessen nach der anderen Seite hin allmählich. Man könnte übrigens auch annehmen, dass die am einen Ende der Quereindrücke befindlichen Körper nicht von besonderen, dem Stamme selbst angehörigen Körpern herrührten, sondern dass hier nur, gerade in den tiefsten Stellen der Rinne, noch etwas Gesteinsmasse sich festgesetzt und beim Spalten nicht gelöst habe. Im Abgusse (Fig. 1) erscheinen die Eindrücke der Fig. 2 natürlich als Querwülste, die einseitig mit grubig vertiefter Narbe endigen, während dagegen der seitliche Wulst von Fig. 2 in Fig. 1 zur tiefen Grube wird. Es sind zwölf solcher Quereindrücke in verschiedenen Abständen von einander vorhanden.

Die Einreihung dieses Restes in die seit neuerer Zeit gut bekannte Farnstammgattung *Megaphytum* ist nach Obigem unzu-

lässig. Leider lässt sich aber für denselben kein Unterkommen finden. Den Roemer'schen Namen aber dürfen wir wohl durch obigen ersetzen.

Vorkommen. Kammerberg bei Ilsenburg, Jasche'sche Sammlung.

6. Zwei Reste vom Kammerberge, die nicht näher bestimmbar sind, bildet noch Jasche (l. c. Taf. I Fig. 3, 5) ab; ein breiterer, mittlerer Theil, der in Fig. 3 unterbrochen quergestreift ist, in Fig. 5 aber glatt, wird beiderseits von einem glatten, flügelartigen Saume eingefasst. Es wäre ohne Werth, Vermuthungen über ihre Natur aufzustellen.

Ueber eine neue Lepidotus-Art aus dem Wealden.

Von Herrn **W. Branco** in Berlin.

(Hierzu Tafel VIII und IX.)

Die im Nachfolgenden beschriebenen Reste von *Lepidotus* wurden der Sammlung der geologischen Landesanstalt von Herrn Bergrath Degenhardt zum Geschenke gemacht. Dieselben entstammen der Wealden-Kohle von Obernkirchen, und zwar wurden sie gefunden in Schacht O. B. 11 der Schaumburger Gesammt-Steinkohlen-Werke.

Es liegen zwei verschiedene Stücke vor: das kleinere, aus 3 Bruchtheilen bestehend, gehört der bereits bekannten Art *Lepidotus Fittoni* Ag. an. Das grössere stellt einen schön erhaltenen Fischkörper dar, an welchem sich durch weitere Präparation das Gebiss und Theile der Flossen herausarbeiten liessen. Dieses Stück gehört einer neuen Art an, welche ich mir, nach dem Geber desselben, *Lepidotus Degenhardti* zu nennen erlaube.

Lepidotus Fittoni Ag.

Taf. IX, Fig. 2.

1833—43. *Lepidotus Fittoni* Ag., Recherches s. l. poissons fossiles vol. 2, p. 265, tb. 30a, f. 1, 2, 3 (non 4, 5, 6); tb. 30b, f. 1 u. 3 (non 2).

— *subdenticulatis* Ag., Ebenda tb. 30, f. 4, 5, 6.

— *Fittoni* Ag., Dunker, Monogr. d. Norddeutschen Wealdenbildung S. 63, Taf. 15, Fig. 8, 12, 13, 14, 15, 25.

Unter dem Namen *Lepidotus Fittoni* beschrieb Agassiz eine dem bekannteren *Lepidotus Mantelli* Ag. nahestehende Art, welche wie diese, dem Wealden entstammt. Die Unterschiede beider

Arten liegen wesentlich darin, dass *Lepidotus Mantelli* Zähne mit mucronatenartiger Spitze, ein mit Höckern bedecktes *Operculum*, und eine andere Gestalt aller *Opercula* wie auch der *Frontalia* besitzt. Dem gegenüber ist *Lepidotus Fittoni* durch Zähne ausgezeichnet, welche dem *Sphaerodus*-Typus angehören, also halbkugelig und spitzenlos sind; auch ist sein *Operculum* glatt und die Gestalt der genannten Kopfknochen eine etwas abweichende.

Von diesen Körpertheilen ist nun an dem vorliegenden Stücke nichts erhalten. Eine Entscheidung darüber, welcher der beiden Arten dasselbe zuzuschreiben sei, würde sich daher als unmöglich erweisen, wenn nicht auch bezüglich der Schuppen Unterschiede obwalteten. Zwar hebt Agassiz als wesentlich nur die genannten Verschiedenheiten hervor, aber unterzieht die Schuppen beider Arten nicht einer besonderen Vergleichung. Dass aber auch hierin von einander Abweichendes besteht, ergiebt sich aus der Beschreibung und Abbildung. Die in der Gegend des Schultergürtels gelegenen Schuppen sind nämlich bei *Lepidotus Mantelli* auf der ganzen Oberfläche, bis zum Hinterrande hin, mit einer feinen Streifung versehen; und diese erzeugt wohl auch, nach der Abbildung zu schliessen, eine leise Zähnelung am Hinterrande. Dem gegenüber besitzen die in gleicher Gegend liegenden Schuppen von *Lepidotus Fittoni* eine nur auf den Vorderrand (des mit Schmelz bedeckten Theiles) beschränkte, leise Streifung; und — je nach der Gegend — einen entweder auf seinem ganzen Verlaufe oder nur an seinem untersten Theile, kräftig gezähnten Hinterrand. Der Name *Lepidotus subdenticulatus* Ag. bezieht sich auf diese letzteren, weniger vollständig gezähnten Schuppen; er ist daher, wie Agassiz selbst erkannte, einzuziehen. Auch das Längen- und Höhen-Verhältniss der Schuppen dieser Gegend scheint bei beiden Arten darin von einander abzuweichen, dass dieselben bei *Lepidotus Fittoni* bedeutend höher wie lang[1]) sind, während dies Verhältniss bei der anderen Species nicht so scharf ausgeprägt ist. Ein sehr gutes darauf bezügliches Bild giebt Dunker, an der in der Synonymik angeführten Stelle, von *Lepidotus Fittoni*.

[1]) »lang« im Sinne der Längserstreckung des Fisches; »hoch« im Sinne seiner Ausdehnung von der Bauch- zur Rückenlinie.

Was nun das hier auf Taf. IX in Fig. 2 abgebildete Stück betrifft, so gehört dasselbe der linken Seite eines *Lepidotus* an und stammt offenbar aus der Gegend des Brustgürtels. Wie die an dem Bruchstücke noch sichtbare Bauchlinie und die Reste der Brustflosse beweisen, muss dasselbe hart hinter und unter der *Clavicula* gesessen haben. Bezüglich der Höhe seiner Schuppen, der auf den Vorderrand beschränkten Fältelung und der nur am unteren Theil des Hinterrandes auftretenden Zackung[1]) stimmt dieses Stück so gut, namentlich mit der von Dunker gegebenen Abbildung des *Lepidotus Fittoni* überein, dass die Zugehörigkeit desselben zu dieser Art wohl zweifellos ist. Die geringen Unterschiede in der Zackung des Hinterrandes, welche an dem vorliegenden Exemplare etwas weniger stark ist, fallen jedenfalls nicht in's Gewicht. Derartige Verhältnisse werden natürlich individuell variiren; scheint es doch sogar, als wenn an einem und demselben Individuum die entsprechenden Schuppen der rechten Seite darin etwas anders ausgebildet sein können wie die der linken; denn bei dem vorliegenden Stücke tritt die Zähnelung auf der rechten Seite noch mehr zurück, als auf der linken Seite.

Lepidotus Degenhardti n. sp.

Taf. VIII und IX, Fig. 1.

Von dieser neuen Art liegt das im verkleinerten Maassstabe abgebildete, sehr schöne, unverdrückte Exemplar vor, welches, mit der linken Seite im Gestein eingebettet, die rechte dem Beschauer darbietet. Von dieser letzteren ist ausserdem noch der theilweise Abdruck vorhanden.

Bezüglich der allgemeinen Körperform des Exemplares ist das Folgende zu bemerken: An der Bauch- und an der Rückenlinie fehlt ein Stück, so dass leider der Umriss nicht ganz genau festgestellt werden kann. Sehr annähernd aber lässt sich das durch Ergänzung thun; und es ergiebt sich hierbei, dass der Fisch

[1]) An vielen Schuppen sind die feinen Zacken abgebrochen. Gut erhalten sind die Zacken besonders auf den beiden Schuppen, welche auf Taf. IX, Fig. 2 links oben sichtbar sind.

eine, im Verhältniss zu seiner Länge, bedeutende Höhe besitzt. Die Art gehört also nicht zu den gestreckten Formen der Gattung. Namentlich fällt an der Rückenlinie das steile Aufsteigen derselben von der Schwanz- zur Rückenflosse auf; und ebenso an der Bauchlinie das gleiche Verhalten auf der Strecke zwischen Bauchflosse und Unterrand des Schädels. In Folge dessen entsteht bei dieser Art eine Hinneigung zu der Körperform der Gattung *Dapedius*.

Die Gesammtlänge des Fisches von der vorderen Spitze des Zwischenkiefers bis zum Beginne der Schwanzflosse oben an der Rückenlinie beträgt 60 Centimeter. Davon kommen auf den Kopf (bis hinter die *Scapula* gemessen) 17,5 Centimeter, auf den Rumpf also 42,5 Centimeter. Die Höhe ist nur vorn und hinten genau anzugeben. Sie beträgt am hinteren Rande des Schädels, vom höchsten Punkte desselben bis hinab an den Unterrand der *Clavicula*, 15 Centimeter. Vor der Schwanzflosse, an der schmalsten Stelle des Rumpfes, misst sie 9 Centimeter. Ihr grösstes Maass dürfte hart an der Bauchflosse liegen; hier beträgt dasselbe ungefähr 29 Centimeter.

Die Länge des Thieres (excl. Schwanzflosse) verhält sich also zur Höhe desselben wie 60 : 29, d. h. beinahe wie 2 : 1; das ist für *Lepidotus* eine verhältnissmässig sehr beträchtliche Höhe.

Der Schädel.

Die den Schädel bildenden Knochen zeigen keinerlei Spuren von Schmelz. Bei der vorliegenden Art sind dieselben glatt, entbehren also einer Verzierung durch Perlen und Höckerchen, wie solche z. B. bei *Lepidotus Mantelli* Ag. und *decoratus* A. Wagn. auftritt. Diese Thatsache scheint mir desswegen ganz gesichert zu sein, weil auch der Abdruck des Fisches erhalten ist. Am Schädel-Abdruck aber würde man wenigstens doch Eindrücke eines etwa vorhanden gewesenen Perlen-Besatzes der Schädelknochen erkennen müssen; allein von solchem ist auch hier nichts zu erblicken.

Nur ein Theil der Schädelknochen lässt sich in deutlicher Umgränzung erkennen.

Die *Scapula* (1) bildet einen langen, spitz zulaufenden Knochen, welcher verhältnissmässig länger und schmäler ist als bei *Lepidotus Elvensis* Blainv., den Quenstedt in so vorzüglicher Weise abbildet [1]).

Auch die *Clavicula* (2) ist, namentlich an ihrem unteren Ende, schmäler als bei der genannten Art.

Das *Operculum* (3) ist gleichfalls verhältnissmässig länger und erinnert durch seine Gestalt an *Lepidotus Mantelli* Ag. [2]) aus dem Wealden. Mit beiden Arten hat dasselbe den geraden Vorderrand gemeinsam, während derselbe bei *Lepidotus Fittoni* Ag. [3]), welcher gleichfalls aus dem Wealden stammt, nach vorn concav ausgeschweift ist. Auch der Hinterrand des *Operculum* erinnert an *Lepidotus Mantelli*, denn derselbe verläuft nicht in sanft geschwungener Linie, wie bei den anderen genannten Arten, sondern bildet einen stumpfen Winkel. Wenn auch die Zeichnung des *Lepidotus Mantelli* bei Agassiz den Zweifel erwecken kann, ob dort die winklige Biegung nicht blos eine scheinbare ist, hervorgerufen durch das Abbrechen des oberen Theiles am Hinterrande, bei der hier vorliegenden Art ist das zweifellos nicht der Fall. Die Aehnlichkeit mit dem *Operculum* des *Lepidotus Mantelli* vergrössert sich ferner durch das Verhalten des Unterrandes. Derselbe erscheint gerade abgeschnitten und biegt im scharfen Winkel zum Hinterrande um, während er bei *Lepidotus Fittoni*, besonders aber bei *Lepidotus Elvensis*, abgerundet in den Hinterrand verläuft.

Das *Suboperculum* (4) lässt nur den geraden Vorder- und den gebogenen Hinterrand deutlich erkennen. Seine vordere, namentlich aber untere Begrenzung sind dagegen zu undeutlich erhalten, um sich ein Urtheil über die Gesammtgestalt dieses Knochens bilden zu können.

Noch unklarer liegen die Verhältnisse bezüglich des *Praeoperculum* (5), von welchem sich mit Genauigkeit nur der an das *Operculum* stossende Theil des Hinterrandes verfolgen lässt.

---

1) Ueber *Lepidotus* im Lias ε Württembergs, Tübingen 1847, Taf. 2, Fig. 2.
2) *Recherches s. l. poissons fossiles* II, p. 263, Taf. 30c, 1).
3) Ebenda p. 263, Taf. 30a, 1).

Ueber die Gestalt des *Interoperculum* lässt sich gar nichts aussagen; und Aehnliches gilt in höherem oder geringerem Grade von allen übrigen Kopfknochen. Nur die obere Gränzlinie des Schädels liess sich mit Genauigkeit herausarbeiten.

In ausgezeichneter Erhaltung gelang es dagegen die Zähne freizulegen. Dieselben befinden sich fast sämmtlich an Ort und Stelle; denn die drei unter dem Unterkiefer, bei x, obenaufliegenden Zähne gehören, zu Folge ihrer Gestalt, vielleicht nicht einmal dieser Art an; und nur der bei y befindliche könnte sicher derselben entstammen.

In dem geöffneten Maule sieht man die auf dem Oberkiefer, *Vomer* und *Palatinum* sitzenden Zähne in grosser Anzahl; jedoch sind die Gränzlinien dieser Knochen nicht festzustellen. In der Mittellinie des Maules befinden sich die grössten Zähne; sie stehen auf dem *Vomer*. Nach beiden Seiten zu — also auf den beiden Hälften des *Palatinum* — werden dieselben kleiner. Ganz ersichtlich sind die Zähne nicht in Reihen geordnet, und in der Mehrzahl der Fälle scheint der Gattung *Lepidotus* eine solche Reihenstellung überhaupt zu fehlen; doch kommt dieselbe wohl auch vor, wie z. B. die Angaben von Fricke[1]) und A. Wagner[2]) beweisen.

Die in Rede stehenden Zähne sind knopfförmig. Auf der höchsten Stelle des Knopfes erhebt sich eine mehr oder weniger deutliche Spitze, und an den äusseren Rändern des Gebisses nehmen sie sogar eine spitz-kegelige Gestalt an (vergl. die Vergrösserung auf Taf. IX, Fig. 1). *Lepidotus Degenhardti* gehört mithin zu der Gruppe von Lepidoten, deren Pflasterzähne mit einer mucronatenartigen Spitze versehen sind. Ein anderer Theil der Gattung besitzt bekanntlich spitzenlose, also etwa halbkugelige Zähne, welche früher als besondere Gattung *Sphaerodus* von Agassiz unterschieden wurden. Er selbst erkannte jedoch bezüglich eines Theiles der Arten von *Sphaerodus*, dass dieselben nur das Gebiss von Lepidoten seien[3]). Erweiterung und Verallgemeinerung fand diese Auffassung durch Müller[4]); dann durch

[1]) Palaeontographica Bd. 22, p. 377.
[2]) Abhandl. d. Acad. d. Wiss. in München, Bd. 9, Abth. 3, S. 629.
[3]) l. c. S. 234.
[4]) Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1850, S. 66.

Quenstedt [1]) und A. Wagner [2]), welcher letztere jedoch auch für seine Gattung *Plesiodus* ein solches Gebiss nachweist.

Quenstedt [3]) hat die sehr interessante Thatsache klargelegt, dass die Ersatzzähne sich ursprünglich in gewendeter Stellung — also mit der Spitze nach der entgegengesetzten Richtung hin — befinden. Erst nachdem sie eine Drehung um 180° vollzogen haben, nehmen sie die normale Stellung ein und verdrängen den alten Zahn. Der »umgestürzte« Zahn, von welchem A. Wagner [4]) bei *Plesiodus* berichtet, wird vermuthlich auch auf diese Verhältnisse zurückzuführen sein.

Lepidotus Degenhardti lässt gleichfalls diesen Wechsel erkennen. Wie man an der mit z bezeichneten Stelle sieht, welche vergrössert auf Taf. IX in Fig. 2 wiedergegeben ist, befinden sich hier theils mit der Spitze nach oben (im Oberkiefer) gerichtete, theils schon um 90° gedrehte, also in horizontaler Lage befindliche Zähne.

Es ist bereits bemerkt worden, dass diese am äusseren Rande stehenden Zähne nicht mehr knopfartig, sondern spitz-kegelförmig sind. Auch die 5 im Zwischenkiefer in einer Reihe stehenden — ein sechster ist heruntergefallen und erscheint als der grösseste des Unterkiefers bei m — besitzen eine mehr kegelige Gestalt. Doch ist dieselbe an den 3—4 äusseren derselben seitlich zusammengedrückt. Vermuthlich bestand die ganze Reihe aus (9 bis) 10 Zähnen, so dass die dicksten die mittleren der Reihe darstellen.

Der Unterkiefer lässt am äusseren Rande 6 nebeneinander stehende Zähne von stumpf-spitzer Gestalt erkennen; dieselben sind jedoch kleiner wie diejenigen des Zwischenkiefers.

Der Rumpf.

Ueber die allgemeine Gestalt des Rumpfes ist bereits oben das Nöthige gesagt worden. Es erübrigt daher hier nur, die Schuppen und die Flossen zu betrachten.

---

[1]) Handbuch der Petrefactenkunde 1852, S. 199.

[2]) Abhandl. mathemat. physikal. Cl. Acad. d. Wiss. zu München, Bd. 9, Abth. 3, S. 619 u. 620.

[3]) l. c. 2. Aufl. S. 241.

[4]) l. c. S. 633.

Die Schuppen haben, wie das bei allen *Lepidotus*-Arten der Fall ist, je nach ihrer Lage eine verschiedene Grösse und Gestalt resp. auch Skulptur. Dieselben sind fast ausnahmslos mit ihrem Schmelze erhalten; doch ist eine Anzahl der feinen Spitzen an ihrem Hinterrande abgebrochen.

Die Grösse der Schuppen ist in der Schwanz- und Bauchgegend — der Rücken fehlt — geringer, als in der Mitte und nach dem Kopfe zu: Eigenschaften, welche bekanntlich allgemeinerer Natur sind.

Auch die Form der Schuppen — es ist hier stets nur der schmelzbedeckte Theil derselben gemeint — verändert sich je nach ihrer Lage. Nahe dem Schwanze besitzen dieselben eine rhombische Gestalt. Weiter nach vorwärts strebt letztere mehr der quadratischen zu, ohne eine solche jedoch wirklich zu erreichen. Ganz nahe am Kopfe geht diese Gestalt bei einer kleinen Anzahl von Schuppen wieder in eine oblonge über, dergestalt, dass die Länge derselben ein wenig von der Höhe übertroffen wird.

Nicht minder sind sich die Zierrathen der Schuppen nach deren Lage verschiedene. Nahe dem Schwanze, in der Nähe der Bauch- und jedenfalls auch in derjenigen der Rückenlinie fehlen besondere Auszeichnungen. Weiter vom Schwanze ab, nach dem Kopfe zu, treten jedoch deren auf: zunächst nur in der durch den Verlauf der Seitenlinie gekennzeichneten Längsreihe. Nur in den Schuppen dieser machen sich zunächst zwei, am Hinterrande auftretende Spitzen bemerkbar.

Letztere bilden sich nun im weiteren Verlaufe derselben Reihe mehr und mehr aus, so dass schliesslich der Hinterrand dieser Schuppen stark zweizackig wird.

Bald nach dem ersten Auftreten der Spitzen in der genannten Reihe zeigt sich dann Gleiches auch in den ihr nahegelegenen, über und unter derselben verlaufenden Längsreihen: es stellen sich auf diesen zunächst vereinzelte, hinten zweispitzige Schuppen ein. Weiter nach dem Kopfe zu werden dieselben häufiger, zuletzt treten bisweilen sogar dreizackige auf; stets aber liegen zwischen ihnen noch einzelne Schuppen mit glattem, ungezacktem Hinterrande.

Ungefähr gleichzeitig mit dem erstmaligen Erscheinen dieser Spitzen in den letztgenannten Reihen stellt sich nun auch auf den Schuppen selbst eine feine Skulptur ein. Dieselbe besteht aus 3, 4, 5, auch mehr feinen Längsfurchen, welche jedoch nicht über die ganze Schuppe hinwegsetzen, sondern auf den Vorderrand des mit Schmelz bedeckten Theiles beschränkt sind.

Obgleich diese Verzierung deutlich vorhanden ist, so ist dieselbe doch eine so feine, dass man sie meist nur in gewisser Beleuchtung gut zu erkennen vermag [1]). Auch ist es kennzeichnend, dass die Stärke derselben nicht vom Schwanze nach dem Kopfe hin zunimmt, wie das bezüglich der vorher beschriebenen Zackenbildung und auch der Grösse der Schuppen der Fall ist.

Ueber den bei *Lepidotus* am oberen Rande der grösseren Schuppen auftretenden Dorn, sowie über die beiden am Vorderrande liegenden Fortsätze, deren Grösse und Dasein gleichfalls von der verschiedenen Lage der Schuppen abhängig ist, lässt sich nichts aussagen; denn diese nicht mit Schmelz versehenen, von den anderen Schuppen bedeckten Theile entziehen sich am vorliegenden Exemplare der Beobachtung.

Bemerkenswerth ist das Verhalten der Seitenlinie. Dass zunächst die Schuppen der Reihe, auf welcher dieselbe verläuft, bezüglich ihrer Skulptur ein wenig ausgezeichnet sind, wurde bereits erwähnt. Doch tritt dieses Merkmal hier nur bei sorgsamster Vergleichung der einzelnen Schuppen hervor, während bei nicht wenigen Fischen die Schuppen der Seitenlinie in augenfälliger Weise durch ihre abweichende Gestalt hervorstechen [2]).

Die Kanäle der Seitenlinie durchbohren die Schuppen in Gestalt einzelner Löcher. Hierbei ist nun bemerkenswerth: einmal die geringe Anzahl der durch Löcher ausgezeichneten Schuppen, zweitens die Art der Vertheilung dieser Oeffnungen, und drittens die ganz überraschende Grösse einiger der Letzteren.

Was den ersteren Punkt anbetrifft, so zeigen sich von den etwa 37 Schuppen dieser Längsreihe nur 13 (vielleicht 15) durch

[1]) Auf der Abbildung ist dieselbe absichtlich etwas verstärkt angegeben.

[2]) Vergl. Günther, An introduction to the study of fishes. Edinburgh 1880, S. 49.

je ein Loch durchbohrt. Die Vertheilung derselben ist eine derartige, dass vorwiegend je zwei in solcher Weise ausgezeichnete Schuppen unmittelbar aufeinander folgen. Diese Löcher selber bleiben auf einer und derselben Schuppenreihe, wechseln dieselbe also nicht. Schon Quenstedt hat hervorgehoben, dass bei *Lepidotus* nur ein Theil der Schuppen dieser Reihe eine Oeffnung besitzt [1]). Eine Gleiches gilt jedoch auch für den lebenden *Lepidosteus*, wie ich an den mehrfachen Exemplaren desselben im Berliner zoologischen Museum, deren Vergleichung mir durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Professor von Martens ermöglicht wurde, erkennen konnte.

Bei der vorliegenden Art, wie bei *Lepidotus* überhaupt, bleiben diese Löcher auf einer und derselben Schuppenreihe. Das ist auch bei dem lebenden *Lepidosteus* der Fall. Bei dem nahestehenden *Polypterus* dagegen befinden sich dieselben nahe dem Kopfe auf einer höheren Schuppenreihe als während ihres übrigen Verlaufes: ein Verhältniss, welches sich auch bei anderen Fischen zeigt [2]).

Bezüglich des dritten der oben erwähnten Punkte ist der Unterschied bemerkenswerth, welcher zwischen den drei grossen hintersten Oeffnungen und den übrigen kleinen besteht. Diese letzteren, von halbmondförmiger bis rundlicher Gestalt, sind die normalen. Jene ersteren dagegen sind höchst auffallender Natur; und der nächstliegende Gedanke ist der, dass dieselben nur durch Auswitterung so gross geworden seien. Da jedoch der Rand dieser Löcher einen ganz gleichmässigen Verlauf besitzt, da der Schmelz keinerlei Abblätterung oder Abbröckelung in der Nähe der Oeffnung zeigt, und da es durchaus scheint, als wenn der Schmelz sich, den Rand des Loches bildend, in das Lumen desselben hinein umböge — so wird durch die thatsächlichen Verhältnisse nicht die obige Annahme, sondern eher das Gegentheil derselben erwiesen. Eine ursprünglich so auffallend grosse Be-

---

[1]) Handbuch d. Petrefaktenkunde, 2. Aufl., S. 238; und *Lepidotus* im Lias ε, S. 22.

[2]) Vergl. Stannius, Anatomie der Wirbelthiere 1854, S. 108 u. A. Duméril, Histoire natur. des poissons, Paris 1870, t. II, p. 379.

schaffenheit einiger dieser Löcher wäre nun aber etwas so Absonderliches, dass ich trotz der dafür sprechenden Thatsachen doch nicht mit Entschiedenheit behaupten möchte, dass dem wirklich so sei.

Das Verhalten der Löcher ist übrigens ein bei den verschiedenen Arten der Ganoiden keineswegs übereinstimmendes. Abgesehen von der verschiedenen Lage derselben auf den Schuppen, von welcher sogleich die Rede sein wird, liegen dieselben entweder — und das ist das Gewöhnlichere — einfach in die Fläche der Schuppe eingesenkt; oder — und das ist das Seltenere — sie münden an der Hinterseite eines kleinen, auf die Schuppe aufgesetzten Höckers. So glaube ich wenigstens die Worte Duméril's[1]) »un petit tube assez saillant, ouvert en arrière« auffassen zu müssen; und wenn Agassiz von *Lepidotus semiserratus*[2]) angiebt, dass die Seitenlinie sich hier nur durch kleine Höcker verrathe, so ist das offenbar etwas ganz Aehnliches und die Oeffnungen mögen nur nicht sichtbar gewesen sein. Fasst man die Lage dieser Oeffnungen in's Auge, so zeigt sich, dass dieselben auf allen Schuppen — wenn der geographische Ausdruck gestattet ist — auf gleicher Länge und Breite liegen. Die Schuppen sind also stets an derselben Stelle durchbohrt; und zwar nahe dem Vorderrande des mit Schmelz bedeckten Theiles. Es verräth sich hierin eine grosse Regelmässigkeit in der Absonderung dieser Seitenkanäle innerhalb eines und desselben Individuums, resp. einer und derselben Art. Dieselben besitzen jedoch keineswegs bei allen Arten von *Lepidotus* dieselbe Lage; denn von *Lepidotus undatus* und *gigas* giebt Agassiz[3]) an, dass die Löcher sich im Centrum der Schuppen befänden.

Auffallend für den ersten Augenblick sind einige weitere Oeffnungen, welche sich regellos auf einigen Schuppen zeigen. Man ist zunächst geneigt, an das von Quenstedt[4]) geschilderte Auftreten einer doppelten Seitenlinie bei *Lepidotus giganteus*, zu

---

[1]) l. c. S. 304.
[2]) l. c. S. 244.
[3]) l. c. S. 246 u. 237.
[4]) Ebenda S. 241.

denken. Indessen liegen hier offenbar zufällig entstandene Löcher vor, wie auch schon daraus hervorgeht, dass keines derselben die gesetzmässige Lage nahe dem Vorderrande besitzt. Uebrigens aber kommen bei lebenden Ganoiden wie bei anderen Fischen ebenfalls bisweilen zwei, ja sogar drei Seitenlinien vor, von welchen dann die eine nahe der Rücken-, die andere nahe der Bauchlinie und die dritte mitten auf der Seite verläuft [1]). Der vordere Theil der Seitenlinie, am Kopfe, weist auf das obere Ende der *Scapula*, hin, wie das die allgemeine Regel ist. Auf den Kopfknochen selber entzieht sie sich im vorliegenden Falle der Beobachtung. Am hinteren Ende deutet sie ungefähr auf die Mitte der Schwanzflosse.

Von den Flossen liessen sich nur die Rückenflosse und z. Thl. auch die Schwanzflosse gut aus dem Gestein herausarbeiten. Die übrigen sind lediglich durch mehr oder weniger geringe Reste angedeutet; immerhin aber derart, dass ihre Lage genau festgestellt werden kann.

Das, was von den Flossen sichtbar ist, bietet nichts von dem Normalen Abweichendes dar. An Schwanz- und Rückenflosse lässt sich der von Quenstedt [2]) hervorgehobene Unterschied gut erkennen, dass die Strahlen des Schwanzes bis nahe an die Schuppen heran gegliedert sind, während sie an den übrigen Flossen auf ungegliederten Stämmen stehen.

Die verschiedene Gestalt der Schwanzflosse, hervorgerufen durch wechselnde Breite der ganzen Flosse und Tiefe des Ausschnittes ist ein kennzeichnendes Art-Merkmal. Leider giebt das vorliegende Exemplar hierüber nicht genügenden Aufschluss.

Vergleichung.

Bei der Vergleichung der hier vorliegenden mit anderen Arten kommen wesentlich nur die übrigen Formen des Wealden, und in zweiter Linie diejenigen der höheren Kreide- und der oberen Jura-Stufen in Betracht. Dieselben werden hier der Reihe nach kurz abgehandelt werden.

---

[1]) Vergl. Günther, l. c. S. 49 und Duméril, l. c. S. 379.

[2]) *Lepidotus* im Lias ε, S. 22.

Im Wealden treten uns zunächst einige Arten entgegen, welche auf je eine einzige Schuppe begründet sind:

Lepidotus Roemeri Dkr. [1])

erinnert an *Lepidotus unguiculatus* Ag.

Lepidotus unguiculatus (Ag.) Dkr. [2])

ist ähnlich dem gleichnamigen *Lepidotus* bei Agassiz, nur kleiner.

Lepidotus Agassizi Roem. [3])

gleicht dem *Lepidotus minor* Ag. Wurde von Roemer im Serpulit gefunden.

Ganz abgesehen davon, dass unsere Art andere Schuppen als die des *Lepidotus unguiculatus* und die des *Lepidotus minor* besitzt, so ist überhaupt ein Vergleich mit obigen drei Arten unmöglich. Bei der Verschiedenheit der Schuppen eines und desselben Individuums von *Lepidotus* ist es nur dann statthaft eine neue Art auf eine einzige Schuppe zu begründen, wenn letztere so auffallende Merkmale tragen würde, dass jede Identität mit schon bekannten Arten ausgeschlossen ist. Da das aber bei den oben genannten drei Arten keineswegs der Fall ist, so scheint es geboten, dieselben gänzlich einzuziehen.

Ausser diesen werden nun aus dem Wealden noch genannt:

Lepidotus minor Ag. [4]),

eine Art, welche auch im Portland gefunden wurde. Nach Agassiz haben die nur kleinen Schuppen einen ungezackten Hinterrand. Nach Struckmann [5]) besitzen sie aber am Vordertheil des Rumpfes drei spitze Ausläufer. Dieser Umstand, ihre geringe Grösse und ihre mit Körnern besetzten Kopfknochen unterscheiden diese Species scharf von der vorliegenden.

---

[1]) Monographie d. Wealden. S. 65, Taf. 15, Fig. 10.
[2]) Ebenda S. 64, Taf. 15, Fig. 11.
[3]) Nachtrag z. norddeutsch. Oolithengebirge. S. 53, Taf. 20, Fig. 36.
[4]) Poissons foss. II, p. 260, tf. 34.
[5]) Wealden-Bildungen v. Hannover S. 86.

Lepidotus Fittoni Ag. [1]).

Der Hinterrand ist entweder auf seinem ganzen Verlaufe oder nur am unteren Ende gezähnt. Diese Zähnelung der Schuppen ist aber eine viel feinere Skulptur als die grobe Zackung unserer Art. Ausserdem gehört das Gebiss von *Lepidotus Fittoni* dem *Sphaerodus*-Typus an. Eine etwaige Uebereinstimmung ist also ganz unmöglich.

Lepidotus Mantelli Ag. [2]).

Die Schuppen sind auf den Flanken ganz glatt, in der Gegend des Brustgürtels aber mit vom Vorder- bis zum Hinterrande reichender feiner Streifung bedeckt. Dieselbe verursacht am Hinterrande eine feine Zähnelung desselben. Diese Schuppen sind also ganz anders beschaffen als die grob gezackten, nur am Vorderrande und nur mit feinster Streifung versehenen unserer Art. Auch hat letztere glatte Kopfknochen, während dieselben bei *Lepidotus Mantelli* mit dichtem Körnerbesatz versehen sind.

Lepidotus (Sphaerodus) irregularis Ag. [3]) und Lepidotus (Sphaerodus) semiglobosus Dkr. [4])

wie überhaupt alle Sphaerodonten, haben andere Zähne als die mit mucronatenartiger Spitze versehenen unserer Art; sie fallen daher sämmtlich ausserhalb des Vergleiches mit derselben.

Arten der höheren Kreidestufen.

Aus Nord-Amerika wurden vor längerer Zeit zwei dem Wealden angehörende Arten beschrieben, welche vom Judith river in Nebraska stammen. Es ist jedoch zu beobachten, dass die

[1]) Ebenda S. 265, Taf. 30a, Fig. 1—3; Taf. 30b, Fig. 1 und 3; Taf. 30, Fig. 4, 5, 6 als *Lepidotus subdenticulatus*.

[2]) Ebenda S. 262, Taf. 30, Fig. 10—15; Taf. 30a, Fig. 4, 5, 6; Taf. 30b, Fig. 2; Taf. 30c, Fig. 1—7.

[3]) Dunker, Monogr. Wealden, S. 66, Taf. 15, Fig. 21a u. b.

[4]) Ebenda Taf. 15, Fig. 17.

nach diesem Flusse benannten Schichten der Laramie-Gruppe angehören, welche den Uebergang aus der Kreide in das Tertiär bildet. Entstammen sie daher diesen Schichten, dann sind diese Formen weit jüngeren Alters. Die beiden Arten heissen:

Lepidotus Haydeni Leidy [1]).

Die Species wurde begründet auf eine dicke, längliche, viereckige Schuppe, bedeckt mit parallelen vierreihigen Linien (parallel square lines).

Lepidotus occidentalis Leidy [2]).

Von dieser Art lagen fünf glatte, rautenförmige Schuppen vor. Ein Vergleich ist mit diesen Species nicht statthaft. Fünf glatte rautenförmige Schuppen dürften sich wohl bei einer jeden *Lepidotus*-Art finden. Das Merkmal des *Lepidotus Haydeni* aber ist jedenfalls anders beschaffen, als die nur auf den Vorderrand beschränkten, schwachen Längslinien unserer Art.

Aus den Vaches-Noires der Normandie beschreibt Agassiz [3]) einen

Lepidotus striatus Ag.

Durch die geringe Grösse der Art, sowie dadurch, dass ihre Schuppen am Hinterrande feine Längsstreifen tragen, ist diese Art von der vorliegenden verschieden.

Lepidotus temnurus Ag. aus Brasilien [4]),

Lepidotus punctatus Ag., aus der oberen Kreide von Kent,

Lepidotus Virleti Ag., aus dem oberen Grünsand von Modon [5]), werden von Ag. nur genannt, aber weder abgebildet noch beschrieben, obgleich der Verfasser auf S. 301 in der Anmerkung die Abbildung in demselben Werke verheisst.

---

[1]) Proceed. Acad. nat. sc. Philadelphia p. 72—74 und Sillimans journal 1856, vol. 22, p. 118—121.

[2]) Ebenda.

[3]) Ebenda S. 268, Taf. 34a, Fig. 4.

[4]) Ebenda S. 306.

[5]) Vergl. auch ebenda S. 268.

Lepidotus Cottae Ag.,

welcher ebenfalls unter den obigen Arten mit aufgezählt wird, von Hohnstein bei Schandau, gehört vielleicht dem Jura an. Von demselben Fundorte führt Roemer[1]) auch einen

Lepidotus Mantelli (Ag.) Roem.

an, welcher, falls die Bestimmung richtig wäre, mithin im Wealden und im oberen Jura liegen würde. Doch ist die Bestimmung nur auf Zähne gegründet.

Der einzige tertiäre Vertreter der Gattung, welchen Agassiz aufführt, ist

Lepidotus Maximiliani Ag.[2]).

Diese Art, welche möglicherweise dem *Lepidotus gigas* Ag. aus dem Lias ähnlich sein soll, hat nur unbedeutende Reste ergeben, so dass ein genauer Vergleich nicht durchführbar ist.

In neuester Zeit ist durch Kinkelin[3]) ein tertiärer *Lepidosteus* aus der Gegend von Frankfurt a/M. beschrieben worden. Die Art steht dem lebenden Knochenhechte Amerikas nahe, entfernt sich also von unserem *Lepidotus*.

Im oberen Weissen Jura würden die folgenden Arten zum Vergleiche herangezogen werden müssen.

Lepidotus giganteus Quenst. = *Lepidotus maximus* A. Wagn. = *Sphaerodus gigas* Ag.[4]) von Solnhofen besitzt Schuppen, welche durch radiale, nach dem Hinterrande divergirende Falten ausgezeichnet sind. Der Rand wird durch dieselben fein gekerbt. Auch

Lepidotus radiatus Ag.[5])

---

[1]) Oolithengebirge S. 55.

[2]) Ebenda S. 268, Taf. 29c, Fig. 8—11.

[3]) Bericht über die Senckenbergische naturf. Ges. 1884. Frankfurt a M. S. 165—182; ferner ebenda S. 219. ff, wo auch andere tertiäre Vorkommnisse von Ganoid-Fischen aufgeführt werden.

[4]) Quenstedt, Handbuch, 2. Aufl., S. 210 u. 241. Wagner, Abhandl. der Bayer. Academie in München. Bd. 9, Abth. 3, S. 629.

[5]) l. c. p. 256, tf. 30, fig. 2, 3.

und

Lepidotus palliatus Ag.[1]),

letzterer von riesiger Grösse, tragen eine ähnliche Skulptur. Diese drei Arten, von welchen die beiden letztgenannten möglicherweise geologisch älter als oberster Malm sind, erweisen sich mithin als gänzlich verschieden von unserer Art.

Lepidotus unguiculatus Ag., von Solnhofen[2]).

Die Schuppen dieses, von Rüppell einst für ein Reptil gehaltenen Fisches besitzen zum Theil am unteren Hinterrande einige wellige Aus- und Einbiegungen, und so beschreibt sie Agassiz; andere haben einen ganz glatten Hinterrand, wie das A. Wagner angiebt. Im Uebrigen sind sie auf ihrer Schmelzoberfläche glatt, stimmen also in keiner Beziehung mit denen unserer Art überein.

Lepidotus armatus A. Wagner, von Solnhofen[3]),

ist nächst dem *giganteus* die grösste Art in Solnhofen. Er hat zwar sehr wichtiges Material für die Kenntniss des Rumpfskeletes geliefert; dafür ist aber von Schuppen so gut wie nichts bekannt. Ein Vergleich würde daher unmöglich werden, wenn nicht die wenigen erhaltenen Schuppen ein ganz auffallendes Gepräge zeigten. Es sind nur vorhanden diejenigen wenigen Schuppen, welche hinter der Rücken- und hinter der Afterflosse sitzen. In jeder der beiden Mittellinien liegen hier drei schmale, sechsseitige Schuppen. An diese schliessen sich nun zu beiden Seiten, also bereits der Leibesseite des Fischkörpers angehörig, auf einer Strecke von mehr als Zollbreite, kleine, regelmässig gereihte Schuppen von je kaum 1 Linie Länge. Derartiges aber ist weder bei unserer Art vorhanden, noch auch meines Wissens bei irgend einer anderen der Gattung *Lepidotus* bisher beschrieben worden, denn die Schuppen an betreffender Stelle sind stets viel grösser als bei *Lepidotus armatus*.

---

1) Ebenda S. 255, Taf. 29c, Fig. 2, 3.

2) Ebenda S. 251, Taf. 29c, Fig. 1; Taf. 30, Fig. 7, 8, 9. Wagner, Abh. Acad. München Bd. 9, Abth. 3, S. 628. Quenstedt, Handbuch, 2. Aufl., S. 240.

3) Abh. Acad. München S. 620.

Lepidotus decoratus A. Wagner von Solnhofen[1]).

Der Körnerbesatz der Schädelknochen, sowie der mit dicht stehenden Zähnen besetzte Hinterrand der Schuppen auf der vorderen Körperhälfte sind dieser Art, im Gegensatze zu der in Rede stehenden, eigen.

Lepidotus oblongus Ag. von Solnhofen[2]).

Nach Agassiz sind die Schuppen im Allgemeinen rechteckig, mehr lang als hoch, und besitzen einen fein gezähnten Hinterrand. Nach Wagner jedoch ist letzteres nur an einigen Schuppen und auch nur mit der Lupe zu bemerken. Die Art kann weder in diesem noch in jenem Falle mit der unsrigen identificirt werden.

Lepidotus notopterus Ag.[3]),

die kleinste der Solnhofener Arten, mit tief ausgeschnittener Schwanzflosse; sie hat glatte Schuppen mit unversehrtem Hinterrande, weicht mithin in dieser Eigenschaft, wie auch bezüglich ihrer Grösse, von der vorliegenden Art ab.

Lepidotus intermedius A. Wagner von Solnhofen[4])

ist durch eine Skulptur der Schädelknochen gegenüber unserer Art ausgezeichnet: die Platten des Hinterschädels sind nämlich gerunzelt. Ausserdem sind nun auch noch die Schuppen klein, glatt und ungezackt, so dass die Art gar nicht mit der unseren verwechselt werden kann.

Lepidotus tuberculatus Ag., aus dem Portland[5]),

wurde auf eine einzige Schuppe gegründet, welche der dicht hinter dem Schädel gelegenen Körpergegend entstammt. Abgesehen von

---

1) Ebenda S. 626, Taf. 6, Fig. 2, 2a.
2) l. c. S. 259 Taf. 34a, Fig. 1—3, und A. Wagner l. c. S. 625.
3) l. c. S. 257, Taf. 35, und A. Wagner, S. 628.
4) Ebenda S. 627, Taf. 6, Fig. 3.
5) l. c. S. 256, Taf. 29c, Fig. 7.

ihrer verhältnissmässig gewaltigen Grösse ist sie mit Körnern besetzt: beides Eigenschaften, welche sie von unserer Art unterscheiden.

Lepidotus laevis Ag., aus dem Portland[1]),

wurde von Agassiz auf Grund einiger ungenügenden Reste aufgestellt. Eine Schuppe, dem Rücken angehörig, erwies sich als glatt und unversehrten Hinterrandes. Erst Pictet[2]) begründete die Art in besserer Weise. Er that dar, dass die Schuppen der Flanken höher als lang sind, dass die hintere Hälfte derselben mit radial von der Mitte des Vorderrandes ausstrahlenden Streifen bedeckt ist, welche am Hinterrande eine leise Zähnelung hervorrufen[3]). In Folge dieses Umstandes wohl möchte Fricke[4]) die Art mit *Lepidotus Mantelli* Ag. vereinigen und lässt das nur aus dem Grunde noch unentschieden, weil von *Lepidotus laevis* die Körperform nicht genügend bekannt sei. Noch fraglicher erscheint es, wenn Fricke den *Lepidotus subundatus* Münst.[5]) ebenfalls mit *Lepidotus laevis* vereint; denn Münster sagt von seiner Art nur, dass sie dem *Lepidotus undatus* Ag. gleiche, welcher letztere aber durch glatte, ganzrandige Schuppen mit ausgezogener hinter-unterer Ecke ausgezeichnet ist[6]). Ob vollends die von Fricke aus den Korallenoolith- und den Pterocerasschichten beschriebenen Zähne hierher gehören[7]), darüber fehlt mir ein Urtheil.

Wie dem aber auch sei, mit unserer Art kann *Lepidotus laevis* bei Pictet nicht ident sein, da das Bildwerk der Schuppen ein verschiedenes ist.

Aus älteren Schichten des Weissen Jura würden die folgenden Arten zum Vergleiche heranzuziehen sein:

---

[1]) l. c. S. 254, Taf. 29c, Fig. 4, 5.

[2]) Matériaux p. l. pal. suisse, 3ème série Reptiles et poissons p. 26, tf. 6 u. 7.

[3]) Die Abbildung lässt die Zähnelung nicht erkennen; im Texte wird dieselbe jedoch hervorgehoben.

[4]) Palaeontographica Bd. 22, S. 377.

[5]) Beitr. z. Petrefaktenkunde Heft 7, 1846, S. 27.

[6]) Agassiz l. c. S. 246.

[7]) l. c. Taf. 4, Fig. 1 u. 1a.

Lepidotus affinis Fricke [1])

ganz vorwiegend aus den Pteroceras-Schichten, nur in vereinzelten Stücken aus dem Corallenoolith stammend. Die Art ist nur auf Zähne und zahntragende Knochen gegründet, welche denen des *Lepidotus giganteus* Qu. äusserst ähnlich sind. Da dieselben mithin der Sphaerodus-Form angehören, so ist eine Uebereinstimmung mit der fraglichen Art ausgeschlossen.

Lepidotus sp. Ag. [2])

aus dem Oolith von Purbeck, besitzt Schuppen, deren jede am vorderen Körpertheil drei, am hinteren nur eine dicke Längsfalte besitzen: eine Eigenschaft, welche unserer Art durchaus fehlt.

Wenn sich nun durch den Vergleich ergeben hat, dass *Lepidotus Degenhardti* mit keiner der mir bekannt gewordenen gleichaltrigen, nächstälteren oder nächstjüngeren Arten vereinigt werden kann, so dürfte die Selbständigkeit dieser neuen Art erwiesen sein.

---

[1]) Palaeontographica Bd. 22, S. 378, Taf. 4, Fig. 2 — 6a.
[2]) l. c. S. 269.

Geschiebe-Dreikanter oder Pyramidal-Geschiebe.

Von Herrn **G. Berendt** in Berlin.

(Hierzu Tafel X und ein Holzschnitt.)

Es sind alte Schulden, die ich mit diesen Zeilen abtrage. Als ich vor 9 Jahren in der April-Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft 1876 eine Sammlung von Dreikantern vorlegte, wie sie mir zu meinem grössten Erstaunen überall bei den eben wieder neu angegriffenen Kartenaufnahmen in der Umgebung Berlins sowohl, wie jenseits der Elbe bei Stendal und Gardelegen, also überall in Kur- und Altmark begegneten, geschah solches, weil ich hoffte durch einen Gedankenaustausch über die Entstehung dieser, unleugbar höchst merkwürdigen und jedenfalls nicht zufälligen Form eines Theiles unserer Geschiebe neue Anregung zu empfangen und Andere zur gemeinsamen Beobachtung anzuregen. Das letztere ist mir auch in reichem Maasse geglückt. Denn nicht nur, dass meine nächsten Mitarbeiter, die Herren Laufer, Dulk, Wahnschaffe, Scholz, Gruner und neuerdings die Herren Keilhack und Klockmann überall, wo sie hinkamen, innerhalb oder in der Nachbarschaft genannter Gegenden die Verbreitung solcher Dreikanter nachwiesen, Gottsche und Jentzsch fanden dieselben auch bei Hamburg reichlich verbreitet, Kayser beobachtete sie in der Gegend von Cönnern, Eug. Geinitz wies ihre Verbreitung in ganz Mecklenburg nach und fand sie ebenso

bei Kartirung der Section Stolpen in Sachsen. Torell, in Begleitung von de Geer beobachtete sie 1880 in der Gegend von Striegau in Schlesien; letzterer endlich 1883 und 1884 mehrfach in Schonen. Aber die Entstehung betreffend kam mir weder in jener Sitzung, trotz eines ziemlich lebhaften Meinungsaustausches, noch auch später von anderer Seite, eine einigermaassen einleuchtende, ungezwungene Erklärung zu Ohren. Inzwischen vollzog sich, ich kann wohl sagen bei allen, speciell in den Quartär-Bildungen thätigen Geologen die durchgreifende Umwandlung aus Anhängern der Drifttheorie in mehr oder weniger reine Verfechter der Inlandeistheorie.

Betrachte ich nun den damals von mir ausgesprochenen Versuch einer Erklärung für die Entstehung von Dreikantern, so wird derselbe durch die Eistheorie nicht nur nicht im mindesten beeinträchtigt, er gewinnt vielmehr durch dieselbe einen entschiedenen Halt, so dass andererseits auch die Dreikanter gerade wieder ein neues Glied in der Kette der Beweise für die Richtigkeit der Eistheorie werden dürften.

Was bisher also unterblieben, obgleich es bereits in der April-Sitzung des Jahres 1876 zugesagt war, eine Mittheilung des damals dargelegten Erklärungsversuches auch für weitere Kreise, sei mir im Folgenden gestattet. Zuvor aber wird es für die der direkten Beobachtung ferner Stehenden geboten erscheinen noch einmal in aller Kürze das Wesen der Dreikanter zu skizziren.

Dieselben waren schon früher, wie sich mir nachträglich ergab, nicht unbekannt geblieben. Wunderbarer Weise aber nicht in Mitten des grossen norddeutschen Flachlandes, wo sie am häufigsten sind, sondern gerade an dem nördlichsten und an dem südlichsten Rande desselben. A. v. Gutbier [1]) beobachtete und beschrieb sie im Jahre 1858 und 1865 aus der Gegend von Dresden und ebenso im Jahre 1872 Meyn [2]) aus dem Holsteinschen. Von

[1]) Geognostische Skizzen aus der sächsischen Schweiz S. 71 und Sitzungs-Bericht d. Ges. Isis 1865, S. 47.

[2]) Protokoll d. Februar-Sitzung 1872, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXIV, S. 414.

ersterem soll die Sammlung des Dresdener Polytechnikum Originale besitzen und zwar, nach gütiger Mittheilung des Geheimrathes Geinitz, noch 1 oder 2, letzterem damals selbst durch v. Gutbier übergebene Exemplare aus der Nähe von Klotzscha.

Die von Meyn damals in einer Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft unter dem Namen »Pyramidalgeschiebe« vorgelegten Originale, sämmtlich milchweisse, ursprünglich aus dem Tertiär stammende, nur nuss- bis eigrosse Quarze, bewahrt die Sammlung der Geologischen Landesanstalt.

Torell, der die Dreikanter 1876 bei mir sah, kannte dieselben damals nur erst von zwei, aber sehr verschiedenen Oertlichkeiten, einerseits aus der Kopenhagener Sammlung, wo er durch Johnstrup gesammelte Exemplare gesehen hatte und andererseits von der Oberfläche der alten Moränen bei Lyon, von Herrn Chautre gesammelt.

Während die eine Seite eines solchen Dreikanters oder Pyramidalgeschiebes das gewöhnliche Aussehen eines stark kantengerundeten Geschiebes aufweist, zeigt die entgegengesetzte Seite des Geschiebes drei mehr oder weniger glatte Flächen, welche sich in ebenso vielen scharfen Kanten schneiden, wie solches aus Taf. X deutlich zu ersehen ist. Eine schwache Wölbung der einzelnen, scheinbar in einer Ebene gelegenen Flächen, bemerkt man meistentheils erst, wenn man durch Anlegen des Goniometers den Winkel der scharfen Kante zu bestimmen sucht. In der Regel sind zwei der Flächen grösser, die dritte auffallend kleiner, wobei dann wieder nicht selten diese dritte, kleinere Fläche die gewölbte, ursprüngliche Oberfläche des Geschiebes zeigt, während die beiden grösseren eben sind. Die beiden Kanten zu dieser kleineren Fläche sind dann vielfach nicht geradlinig, sondern zeigen eine, der Wölbung dieser Fläche entsprechende Bogenlinie und sind, weil nur einerseits zugeschliffen, auch nicht voll so scharfkantig. Mit verschiedenen Uebergängen können schliesslich Gestalten entstehen, welche nur eine, gewöhnlich einigermaassen S-förmig geschlungene scharfe Kante und in der Regel dann auch nur eine ebene Fläche bei stets sehr länglicher Gestalt aufweisen (siehe die 2. Reihe von unten auf Taf. X).

Aber auch diese ebenen Flächen der Dreikanter sind es, abgesehen von der schon erwähnten flachen Wölbung, meist nur im ganzen genommen. Betrachtet man die der Hauptsache nach in einer Ebene gelegene Fläche genauer, so ist sie bei dem einen Gestein mehr, bei dem anderen weniger narbig, wie leider kaum noch in den Abbildungen zu erkennen ist.

Das Gestein selbst, aus dem die Dreikanter bestehen, ist fast so verschiedenartig als die Diluvial-Geschiebe überhaupt. Eine auf meine Veranlassung von Dr. Klockmann nach dieser Richtung angestellte Untersuchung der in der Sammlung der Königl. geologischen Landesanstalt aufbewahrten Dreikanter ergab unter 100 Exemplaren, mithin der Procentzahl entsprechend:

17 Gneisse, darunter 10 fein- bis kleinkörnig, 5 grobkörnig, 2 Augengneisse,
2 Hälleflinta,
28 Granite (15 fein- bis kleinkörnig, 13 grobkörnig),
3 Porphyrartige Granite,
5 Quarzporphyre (von Elfdalen stammend),
1 Syenit,
2 Diorite, darunter 1 fein- und 1 grobkörnig,
2 Diabase (kleinkörnig),
35 Quarzite (dicht- und feinkörnig),
3 Quarzsandsteine, darunter 1 echter Dalasandstein,
2 Quarze (Gangquarze),
100.

Unter diesen 100 Geschieben sind: — quarzführend 95, quarzfrei 5 — fein- bis kleinkörnig etwa 75, grobkörnig 25. Weichere Gesteine, wie Kalksteine etc. fehlen gänzlich.

Besonders schön zeigen die Form stets gerade recht feste, feinkörnige Gneisse, Granite (auch die porphyrartigen) und namentlich Quarzite.

Die Grösse schwankt, wie bei Geschieben überhaupt und auch aus den Abbildungen der Tafel zu ersehen ist, beträchtlich. Faust- bis kopfgrosse sind die häufigsten.

Die Sammlung der geologischen Landesanstalt weist aber auch eine ganze Anzahl bis 0,3 Meter und selbst ein 0,5 Meter

in der Länge messendes (das grösste in Taf. X) auf. Letzteres ist, nächst einem in der Stendaler Gegend gesehenen, das grösste mir bisher vorgekommene. Ich fand es in der Gegend von Fürstenwalde und nahm es eines zugleich ausserordentlich schönen Gletscherschliffes mit feiner Schrammung der einen der drei Flächen halber mit. Im übrigen sind Gletscherschrammen der in Rede stehenden Flächen nicht weiter beobachtet.

Wenn ich oben bereits gesagt, dass die dreikantige Zuschleifung sich in der Regel nur auf der einen Seite zeigt, während die andere Seite die gewöhnliche Oberfläche eines Geschiebes ohne jede Schleifung aber auch ohne Narben zeigt, so kommen doch mitunter auch Geschiebe vor, welche auf beiden Seiten eine Zuschleifung zeigen, also, wenn ich so sagen darf, Doppeldreikanter sind.

Was nun den Fundort betrifft, so finden sich die Dreikanter ganz besonders an der Oberfläche unseres norddeutschen Diluviums. Sie binden sich so recht eigentlich an die Verbreitung des Decksandes (Geschiebsandes), sowohl, wo derselbe eine besondere Schicht an der Oberfläche bildet, als wo er nur noch durch eine Steinbestreuung vertreten ist. In tieferen Schichten, auch nur in der nächstfolgenden Schicht des Oberen Geschiebemergels habe ich Dreikanter bisher noch niemals beobachtet. Mit anderen Geschieben lose auf dem Boden einer Mergel- oder Sandgrube sich zuweilen findende Dreikanter können selbstverständlich gar keinen Gegenbeweis liefern, denn hier finden sich stets die Geschiebe der Oberfläche, mit der Lehmwand hereinbrechend oder herunterrollend, denen eines tieferen Niveaus beigesellt.

Mit der jenseits d. h. östlich der Weichsel entschieden zurücktretenden Ausbildung des eigentlichen Deck- oder Geschiebesandes mag es denn auch wohl zusammenhängen, dass Dreikanter östlich der Weichsel bisher, soweit mir bekannt, noch nicht beobachtet wurden, während sie nach Westen jenseits der Elbe und in der Lüneburger Haide mit der mächtigen und ausserordentlich charakteristischen Ausbildung des Geschiebesandes an Häufigkeit deutlich zunehmen.

Achtet man auf ihre relative Höhenlage, so macht man sehr bald die Beobachtung, dass sie sich zwar auf kein bestimmtes

Niveau beschränken, auch mit dem Geschiebesande in vielen Fällen auf die Thalsohle hinabsteigen, aber doch ganz besonders schön und häufig gerade oben auf dem Rande der Hochfläche, ja selbst auf höchsten Kuppen dieses Randes sich finden. Es steht das übrigens in gewissem Einklang mit der schon häufig erwähnten Bemerkung, dass Geschiebe, auch grössere Geschiebe, gerade häufig auf den Kuppen in unserem Diluvium zahlreicher werden, ja der Geschiebesand hier nicht selten geradezu in eine Grandbedeckung übergeht, welche mützenartig die äusserste Kuppe selbst bildet.

Bei Auffindung solcher Dreikanter in der Nähe von altheidnischen Grabstätten der Lausitz [1]) und später auch bei und in Gräbern der Gegend des Flämming [2]) war man geneigt dieselben für Kunstprodukte des Menschen zu halten. Und in der That, wer unvorbereitet, wie ich seiner Zeit, ohne dieselben je vorher gesehen zu haben, diese Dreikanter zum ersten Mal findet, dem drängt sich in erster Reihe der Gedanke an ein menschliches Kunstprodukt auf, so schön und scharf ist die Kantenbildung, so regelmässig oft die ganze Form. Auch Virchow neigte anfangs dieser Ansicht zu, erkannte hernach jedoch bald das Naturprodukt als solches und zügelte die immer wieder auftauchende Lust, sie als Spuren menschlicher Thätigkeit anzusprechen [3]).

Bei dem schon Eingangserwähnten von mir in der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft vom 5. April 1876 angeregten Meinungsaustausch über die richtige Erklärung ihrer Entstehung dachte man stets in erster Reihe an durch Schichtung oder Spaltungsrichtung bedingte Bruchflächen. Ein genauer Blick auf die Verschiedenartigkeit der Gesteine und die dennoch immer wiederkehrende gleichmässige Form, bei der man fast glaubt eine Uebereinstimmung der Winkel zu erkennen und sich zu Winkelmessungen versucht fühlt, zeigt sehr bald, dass man auf falscher Spur sich befindet. Ein Gleiches gilt von der damals ebenfalls angeregten, aber in Ansehung der Schärfe der

---

[1]) Sitzungs-Berichte d. Berliner Anthrop. Ges. vom 11. Juni u. 9. Juli 1870 und 10. Juni 1871.

[2]) Ebendas. vom 13. Juni 1874.

[3]) a. a. O.

Kanten und der ausgesprochenen Neigung zur Dreiflächigkeit von niemand ernstlich vertretenen [1]) Erklärung als Folge des vom Winde gepeitschten Sandes als »sandcuttings«.

Meiner Meinung nach, wie ich sie schon in jener genannten Sitzung 1876 aussprach, wird die regelmässige Form, das gewöhnliche Vorkommen von 3 Flächen auf Ober- oder Unterseite bezw. auch auf beiden, in erster Reihe bedingt durch die gewöhnliche Art der Lagerung von Steinen überhaupt. Wirft man Steine aufeinander, oder untersucht einen Steinhaufen auf seine Lagerung, so lagert unter 10 in 9 Fällen der Stein einer oberen Lage auf 3 Steinen der nächst darunter folgenden Lage. Nur in Fällen, wo der auflagernde Stein namhaft kleiner ist als die unteren, bleibt er wohl in der Ritze zwischen zweien derselben liegen oder bedeckt, wo er namhaft grösser ist, auch 4 oder mehr derselben.

Denkt man sich nun durch irgend eine Kraft — die nächstliegende und wohl einzig denkbare ist doch die Kraft stark strömenden Wassers — die Steine, wenigstens die oberen, in rüttelnde Bewegung gesetzt, so dass sie wohl etwas gehoben oder fortgestossen werden, immer aber wieder in die alte Stellung, die Vertiefung zwischen 3 Steinen, zurückfallen, so muss der be-

---

[1]) Jetzt vertritt Gottsche in seinen »Sedimentär-Geschieben der Provinz Schleswig-Holstein« S. 6 diese Ansicht.

treffende Stein (in der Abbildung durchsichtig gedacht), wenn er alle drei Steine der Unterlage gleichmässig berührt, gleiche und mindestens ebenso grosse oder grössere Härte derselben vorausgesetzt, an den drei Berührungsstellen bestossen bezw. beschliffen werden. In dem einen Falle bald, in dem anderen langsamer, werden die sich bildenden 3 Flächen grösser und grösser werdend sich berühren und nothwendig eine Kante bilden, deren Länge der zunehmenden Länge der Fläche entsprechend wohl grösser werden kann, aber deren Schärfe bei Fortsetzung des Vorganges nicht leidet, sondern stets frisch erhalten wird.

Im ersten der beiden Ausnahmefälle, wo der obere Stein kleiner ist, bilden sich nur 2 Flächen bezw. 1 Kante, in dem andern, je nach der Anzahl der von dem grossen Stein überdeckten kleineren, verschiedene Flächen und zugleich auch wohl rundliche Eindrücke d. h. Ausschleifungen durch unterliegende Steine. Beispiele für alle diese Fälle sind vorhanden. Da nun aber letztere, je nachdem einer oder der andere der unterliegenden Steine härter oder weicher war als der in Rede stehende obere, noch wieder mannichfach modificirt werden konnten, so lässt sich mehr oder weniger selbst jede im Einzelnen vorkommende Abweichung ungekünstelt erklären.

Dass auch die unterliegenden Steine an ihrer Oberseite je nach dem Härteverhältniss entsprechende Abschleifung erlitten und, da sie der oben geschilderten natürlichen Packung gemäss, in der Mehrzahl der Fälle wieder von 3 Steinen der oberen Lage berührt wurden, diese Abschleifung ebenfalls vorwiegend eine dreiflächige sein musste, liegt auf der Hand. Ebenso bedarf es kaum eines Wortes der Erklärung, dass alle weicheren Gesteine (s. o. S. 204 betreffs des Fehlens derselben) bei einer reibenden Bewegung der Steine untereinander, die stark genug war oder lange genug dauerte, um so harte Gesteine, wie in den Dreikantern vorliegen, zu bearbeiten, bald gänzlich zerrieben und zerstört wurden.

Denkbar ist ferner bei dieser Art des unaufhörlichen leisen Aufschlagens der Steine aufeinander das Entstehen der narbigen Oberfläche der in Rede stehenden Flächen bei krystallinisch-körnigen Gesteinen. Wenn man beobachtet, dass die Narben grösser

sind, je grosskrystallinischer bezw. grosskörniger, kleiner, je kleinkrystallinischer das Gestein ist und endlich bei einem homogenen Gestein wie reiner Quarzit gänzlich fehlen, so liegt es auf der Hand, dass ein Zusammenhang besteht zwischen diesem narbigen Aussehen einerseits und der Zusammensetzung bezw. dem Gefüge andererseits. Achtet man aber darauf, dass die Narben auch da, wo sie vorhanden sind, sich nur auf die in Rede stehenden Flächen oder Fläche beschränken, während das Geschiebe im Uebrigen die gewöhnliche mehr oder weniger geglättete Oberfläche eines solchen zeigt, so ersieht man daraus ebenso bestimmt, dass erst die Behandlung der Fläche durch Schlag oder Stoss hinzukommen musste, um dieses Verhältniss, vielleicht durch Ausspringen entsprechender Gesteinstheilchen, ähnlich wie bei der Behandlung seitens des Steinmetz, als Narben zum Ausdruck zu bringen. Die trotzdem nicht scharfkantige, sondern genau wirklichen Narben entsprechend, etwas berundete Form aller Narbenränder findet ebenso nahe liegend seine Erklärung durch die stete Einwirkung des Wassers, zumal die doppelt beschleifende schlammigen Wassers, wie es in der Folge vorausgesetzt werden muss.

Es dürfte nämlich kaum denkbar sein, dass man es bei dem zur Hervorbringung der bewegenden Kraft nöthigen Wasser mit gewöhnlichem Meereswasser zu thun hatte. Denn einmal geht die Wirkung der Wellenbewegung des Meeres bekanntlich gar nicht tief und scheint dieselbe ihrer Eigenart nach auch zudem nicht geeignet, die erforderte Wirkung hervorzubringen, da weder vom Meeresboden noch aus dem Bereiche der Brandung bisher derartige Geröll-Formen bekannt geworden sind. Auch während meines durch 10 Jahre hin alljährlichen längeren Besuches des Strandes und zwar gerade mehrfach eines recht steinigen Strandes sind mir derartige Formen nie zu Gesichte gekommen. An einzelne Strömungen im Meere oder Ströme auf dem Festlande ist aber noch weniger zu denken, denn weder kennt man von diesen die genannten Gebilde, noch würde sich die ungeheure Flächenverbreitung und noch dazu das Vorwiegen der Dreikanter auf Anhöhen und auf hohen Thalrändern irgendwie damit in Verbindung bringen lassen.

Vergebens sehe ich mich nach irgend einem andern als dem bei der Eistheorie sich wie von selbst ergebenden strömenden und doch ganze Flächen bedeckenden Schmelzwasser um. Waren einst, was jetzt kaum mehr von einem mit dem Studium der Quartärbildungen eingehender beschäftigten Geologen in Zweifel gezogen werden dürfte, weite Strecken Landes unter einer mächtigen Eisdecke verborgen, so mussten nothwendig, als diese, jetzt doch nicht mehr hier vorhandene Eisdecke abschmolz, ununterbrochene Schmelzwassermassen lange Zeit hindurch den Boden überströmen. Wer jemals nur eine etwas plötzliche Schneeschmelze auf mässigen Anhöhen, geschweige denn auf Bergen, in Hohlwegen und Schluchten mitangesehen hat, der wird es nicht bezweifeln, dass, wenn irgend wie, so bei einer regelrecht schmelzenden Eisdecke genügend bewegte und ausreichende Wassermassen, wie sie die im Vorhergehenden versuchte Erklärung einzig verlangt, überall gegeben sind. Bedenkt man aber, dass einerseits schon die Erklärung des mit den Dreikantern in engstem Zusammenhange stehenden Geschiebedecksandes [1]), wie des ganzen Verwitterungssandes auf dem Geschiebemergel, ganz zu geschweigen von dem Vorkommen der sogenannten Sölle und sonstigen Riesenkessel [2]) derartige Schmelzwassermassen voraussetzt, dass andererseits das Vorkommen der Dreikanter sich bisher nur auf das Gebiet unstreitiger nordischer Quartärbedeckung beschränkt und ausserdem nur an einem Punkte beobachtet worden ist, wo der Zusammenhang mit dem Eise und dem Schmelzwasser ebenso auf der Hand lag (s. o. S. 202), so erscheinen die Dreikanter und die versuchte Erklärung ihrer Entstehung geradezu als ein natürliches Glied in der Kette der Diluvialerscheinungen.

---

[1]) Siehe Wahnschaffe, »Beitrag zur Entstehung des Oberen Diluvialsandes«, Jahrb. d. Königl. geol. Landesanstalt für 1880.

[2]) Siehe G. Berendt, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXII, 1880, S. 56 und Jahrb. d. Königl. geol. Landesanstalt für 1880.

Ueber ein interglaciales Torflager im Diluvium von Lauenburg an der Elbe.

(Hierzu Tafel XI.)

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin.

Die folgenden Zeilen sollen einen Beitrag liefern zur Lösung der wichtigen Frage, ob die Vergletscherung Norddeutschlands zur Diluvialzeit eine ununterbrochene war oder nicht, und ob im letzteren Falle eine Interglacialzeit, d. h. eine Periode mit mildem, dem heutigen ähnlichen Klima zwei Zeiten der Vergletscherung unterbrach, oder nur bedeutende Oscillationen des Eises bei im wesentlichen unverändertem, also arktischem Klima, Statt hatten.

Wo an der Niederelbe die Provinzen Hannover und Schleswig-Holstein, mit dem Grossherzogthum Mecklenburg-Schwerin zusammenstossen, mündet von Norden her, in die weite fruchtbare Elbaue ein breites, torf- und sanderfülltes Thal, die Delvenau- oder Stecknitz-Niederung. An der Mündung derselben liegt die Stadt Lauenburg: die untere Stadt lang hingestreckt auf dem schmalen Streifen Landes, der das steil abfallende Plateau von der Elbe und Stecknitz trennt; Gärten und Häuschen, sowie Busch und Laubwald an dem fruchtbaren, nach Süden gewandten Gehänge, an dem schon Mitte Februar die Strahlen der wärmenden Sonne die grossen, goldgelben Blüthen des Winterlings (*Eranthis hiemalis*)

hervorlocken; die obere Stadt endlich auf dem nicht minder fruchtbaren Mergelplateau. Die Elbe selbst hat von Boitzenburg an einen genau ostwestlichen Lauf und fliesst von Lauenburg bis Geesthacht unmittelbar am Rande des von Norden herantretenden Plateaus. Der mächtige Strom, erst seit wenigen Jahrzehnten durch zahlreiche, den Hochwassern trotzende Buhnen in die Mitte seines Bettes gefesselt, unterwusch vorher beständig die Ränder des Diluvialplateaus, veranlasste Nachstürze und erzeugte durch Fortführung der herabgesunkenen Massen steile, bis 30 Meter hohe Ufer, die auf lange Erstreckung hin einen vorzüglichen Einblick in den Schichtenbau der Uferhöhen gewähren.

In diesem Steilufer finden sich in unmittelbarer Nähe der Stadt Lauenburg, kaum 100 Schritte westlich von der Mündung des sogenannten Kuhgrundes, höchst eigenthümliche, im Diluvium Norddeutschlands sehr seltene Bildungen, nämlich Torf- und Braunkohlen-ähnliche Ablagerungen. Ihre Merkwürdigkeit zog schon im vorigen Jahrhundert die Aufmerksamkeit naturliebender Männer auf sich; in den »Beiträgen zur Naturkunde des Herzogthums Zelle, gesammlet von J. Taube, Hof-Medicus und Mitglied der Königl. Landwirthschafts-Gesellschaft, Zelle 1766«, liest man S. 144:

»Ich fand in der Gegend des so genannten Johannis-Quels eine Lage sehr blättrichten Torfs, welcher mehrenteils aus noch ganz kenntlichen Birkenrinden und Moos besteht. Er liegt jetzo frei am Ufer der Elbe, aber er hat eine Last Erdlagen von mehr als 40 Ruthen Höhe über sich. Zwischen den Blättern dieses Torfs, befinden sich Gesäme von allerlei Kräutern und Früchten. Ich fand Erbsen, Wicken, eine Art, welche dem *Thlaspi arvense* ähnlich sahe, Wasser-Nüsse, die aber alle gedrückt waren, und Hasel-Nüsse, zum Teil mit noch essbaren Kernen. (sic!)

Ich würde nimmermehr geglaubt haben, dass diese Saamen-Körner, durch eine so lange Reihe von vielleicht Jahrhunderten, ihre keimende Kraft beibehalten hätten. Allein die Versicherung aller Einwohner, bei welchen ich desshalb nachfrug, bekräftigte es einmüthig, dass, besonders die Wicken, sehr gut auflieffen, und dass der Versuch damit im Fürstengarten gemacht sei.«

Fast hundert Jahre vergingen hierauf, bis in der Litteratur dieser Kohlen wieder Erwähnung geschah. 1854 erwähnt[1]) ZIMMERMANN in einer brieflichen Mittheilung an v. LEONHARD das Vorkommen von Trapa-Nüssen im Lauenburger »Papiertorfe«. 1864 führt H. STEINVORTH in einem Aufsatze: Zur wissenschaftlichen Bodenkunde des Fürstenthums Lüneburg, unter tertiären Vorkommnissen folgendes auf:

»Unmittelbar unterhalb Lauenburg, also nicht mehr unserer Provinz angehörig, ist durch das steil abgebrochene Elbufer an zwei Stellen ein Braunkohlen?-Lager freigelegt. Die reichen organischen Einschlüsse, Früchte von *Trapa, Pinus, Quercus, Corylus, Carpinus* etc., Halme und Hölzer, sowie einige Flügeldecken von Käfern (*Donacia?*) verdienten wohl eine nähere Untersuchung. Das Ganze macht den Eindruck einer verschütteten See- oder Teich-Vegetation. Stämme und Früchte sind meistens ganz platt gedrückt.«

Die erste ausführlichere Beschreibung gab 1866 W. CLAUDIUS, Rektor in Lauenburg, in den Jahresheften des naturwissenschaftlichen Vereins für das Herzogthum Lüneburg in einem Aufsatze: Flüchtiger Blick in die Natur des Südrandes des Herzogthums Lauenburg, der in dem Archiv des Vereins für die Geschichte des Herzogthums Lauenburg 1884 nochmals zum Abdrucke gelangte. In demselben giebt er, ohne sich mit den specielleren Lagerungs- und Alters-Verhältnissen zu befassen, eine Beschreibung des äusseren Aussehens dieser Ablagerung und der in ihr sich findenden organischen Reste. Von letzteren hat er neben vielem ihm unbekannten als sicher bereits beschrieben: Blätter und Früchte von *Quercus pedunculata*, Nüsse von *Corylus avellana*, Früchte von *Acer campestre* und *Trapa natans*, als wahrscheinlich Samen von *Carpinus Betulus, Iris Pseud-Acorus,* Zapfen von *Larix europaea*, Holz von *Pinus* und *Betula alba*, Flügeldecken von *Donacia discolor* (?) und als zweimal gefunden *Pectunculus polyodonta,* zweischalig, ganz mit Braunkohlenmasse erfüllt.

---

[1]) Neues Jahrb. für Min. u. s. w. 1854.

Mit einer Zeile erwähnt C. Schröter [1]), anscheinend nach Steinvorth, das Vorkommen von *Quercus*, *Pinus*, *Carpinus*, *Corylus* und *Trapa* in der »Schieferkohle« von Lauenburg in Norddeutschland, die er ohne jede weitere Begründung den interglacialen, pflanzenführenden Ablagerungen zurechnet.

Einige in der Sammlung der Königl. geol. Landesanstalt in Berlin befindliche Proben dieser Kohle machten mich auf diese interessante Lagerstätte aufmerksam und veranlassten mich zu einer specielleren Untersuchung. Folgendes sind die bei einem zweimaligen Besuche gewonnenen Resultate über die Lagerungsverhältnisse:

Die Unterlage des Diluviums wird im südlichen Theile des Herzogthums Lauenburg von einem Complexe von grauen Schieferthonen, schwarzen plastischen Thonen und Braunkohlen gebildet, deren Alter bereits von Meyn [2]) als miocän erkannt wurde. Am Rande des Stecknitzthales tritt diese Formation von der Palmmühle bei Lauenburg bis zum Dorfe Buchhorst zu Tage und ist hier durch grosse Ausschachtungen, denen das Material zur Dammaufschüttung der Lauenburg-Büchener Eisenbahn entnommen wurde, sowie durch mehrere grosse Ziegeleigruben aufgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse der am Aufbaue des Miocäns betheiligten Schieferthone, plastischen Thone und Braunkohlen sind sehr complicirter Natur und scheinen vielfach durch die darüber lagernden Diluvialmassen gestört zu sein; wenigstens beobachtet man vielfach Einpressungen unterdiluvialen Geschiebemergels in die plastischen Thone, und umgekehrt enthält letzterer bisweilen grosse Schollen von Braunkohlenthon eingeschlossen, wie es z. B. das in der Thongrube des Herrn van der Sandt bei Buchhorst sehr schön aufgeschlossene Profil zeigt. (Taf. XI, Profil I.)

Aus derselben Grube beschrieb mir der Besitzer Erscheinungen, die auf das Vorhandensein von Riesenkesseln im Tertiärthone unter dem auflagernden Diluvialmergel hinzudeuten scheinen, doch

[1]) Die Flora der Eiszeit, Zürich 1882.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1851, S. 414. Auch das miocäne Alter der Braunkohlen-Formation von Malliss und Bockup in Mecklenburg erkannte bereits Meyn (cf. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1876, S. 201).

waren zur Zeit meiner Anwesenheit keine der angeblich mit Sand erfüllten Zapfen zu sehen.

Ueber dem Tertiär lagern die Schichten des Diluviums, als deren älteste ein feiner, thoniger Sand anzusehen ist, der bis zu 20 Meter Mächtigkeit anschwillt. Die direkte Auflagerung desselben auf dem Tertiär ist ebenfalls in der VAN DER SANDT'schen Ziegeleigrube zu beobachten. Mehr nach der Stadt Lauenburg zu, ungefähr bei der Palmmühle, verschwindet das Tertiär und die Gehänge des von hier ab fast ununterbrochen steil abfallenden Plateaus bestehen in ihrem unteren Theile an der Stecknitz und Elbe bis zum Kuhgrunde hin aus jenem thonigen Sande.

Kalkgehalt und mechanische Zusammensetzung desselben zeigen uns, dass derselbe als ein meist sehr thoniger Mergelsand aufzufassen ist. Seine Farbe ist vorherrschend gelblich, nur die etwas gröberen Bänke bestehen aus hellerem, licht grauweissem Materiale. Die Körnchen, aus denen diese staubfeinen Sande zusammengesetzt sind, bestehen vorwaltend aus Quarz und hellem Glimmer, und lassen nur selten ein Feldspathkörnchen erkennen.

Die mechanische Analyse dieses Mergelsandes in drei verschiedenen Ausbildungen ergab folgendes Resultat:

	Körner über 0,1 mm	Körner von 0,1—0,05 mm	Körner unter 0,05 mm
I. Sehr thoniger Mergelsand von der Klippe am Kuhgrunde .	6,0	22,0	72,0
II. Thoniger Mergelsand aus der Ziegeleigrube an der Stecknitz, gegenüber dem Bahnhofe . .	19,3	55,5	25,2
III. Sandige, in I eingelagerte Bank	29,2	32,7	38,1

Der Kalkgehalt dieser drei Bildungen ergab sich, wie folgt:

I. 3,06 pCt.
II. 1,97 » } Mittel aus je zwei Analysen.
III. 3,84 »

Nur an einer Stelle, aber da auch sehr deutlich, lässt sich der Uebergang dieses vorwaltend aus umgelagertem Tertiärmateriale bestehenden Mergelsandes in echte, nordische Spathsande mit eingelagerten Grandbänken verfolgen. Diese Stelle liegt unmittelbar neben der Mündung des Kuhgrundes, wenige Schritte westlich von demselben, am Steilufer der Elbe. Auch dort sind die unteren Schichten des Mergelsandes, wie die oben angeführte mechanische Analyse lehrt, gleich denen an der Stecknitz und in der Stadt Lauenburg, ausserordentlich feinkörnig. Nach dem Hangenden zu aber stellen sich zwischen den einzelnen thonigen Lagen zunächst ganz dünne Spathsandschichten ein; weiter nach oben werden dieselben häufiger, die thonigen Schichten nehmen rasch an Mächtigkeit ab und verschwinden schliesslich gänzlich, während gleichzeitig grandige Einlagerungen im Sande sich einstellen. Diese Stelle war demnach ganz besonders bestimmend dafür, diesen Mergelsanden trotz ihres vorwaltend tertiären Materials ein diluviales Alter zuzuschreiben, ganz abgesehen von dem den Tertiärbildungen fehlenden Gehalte an kohlensaurem Kalke. Die Zugehörigkeit dieses ganzen Schichtenkomplexes zum Diluvium ist deshalb von besonderem Interesse, weil in ihm an mehreren Stellen, so in der van der Sandt'schen Thongrube bei Buchhorst und in der Ziegeleigrube an der Stecknitz gegenüber dem Bahnhofe, marine Conchylien unter Umständen sich finden, die es zweifellos machen, dass sie sich im Mergelsande nicht eingeschwemmt, sondern auf ursprünglicher Lagerstätte finden. Besonders an der zweitgenannten Lokalität ist der Mergelsand stellenweise ganz dicht erfüllt mit Schalen von *Cardium edule* in allen Altersstufen, von der jüngsten Brut bis zu grossen, ausgewachsenen Exemplaren. Häufig sind noch beide Schalen zusammenhängend, doch sind dieselben in dem feuchten Sande so bröcklich und zerfallen so leicht in kleine Stücke, dass man nur mit grosser Mühe an Ort und Stelle leidlich vollständige Exemplare gewinnen und noch viel schwerer sie unversehrt transportiren kann. An manchen Stellen sind die Schalen vollständig zerstört und nur die mit Eisenhydroxyd bedeckten Steinkerne

erfüllen in zahlloser Menge den Sand. Neben den vielen Hundert Exemplaren von *Cardium edule* fand ich nur eine einzige glatte Schale, die wahrscheinlich einer *Tellina* angehörte. Durch diese Einschlüsse erweist der Mergelsand sich als marin und liefert einen weiteren Beweis dafür, dass zur altdiluvialen Zeit das Meer sich bis in diese Gegenden erstreckte.

Ueber diesen marinen Bildungen liegt überall Unterer Geschiebemergel, die in diesem Gebiete ohne jeden Zweifel älteste Moränenbildung des Diluviums. Er lagert discordant über den marinen Sanden und scheint bei seiner Ablagerung die ursprünglich horizontalen Schichten derselben in ihrer Lagerung arg gestört zu haben. Das ist besonders schön an dem der Elbe zugekehrten Rande der Hochfläche, weniger gut am Rande des Stecknitzthales zu beobachten. Da in einer Reihe von Jahren die gegenüber früheren Jahrzehnten bereits sehr verschlechterten Aufschlüsse zuverlässig ganz verschwunden sein werden, weil die Elbhochwasser die herabgestürzten Massen, durch die Buhnenbauten gehindert, nicht mit fortnehmen können, so mögen die noch vorhandenen Aufschlüsse dieser tiefsten Schichten zwischen der Stadt Lauenburg und der Forst Glüsing hier beschrieben werden. (Siehe Profil II.)

Von dem beim Glüsing einmündenden Thälchen an bildet der Untere Geschiebemergel die tiefste Schicht am Elbufer auf eine Erstreckung von etwa einem Kilometer nach Osten. Dann erhebt er sich in einem flachen Sattel etwa 500 Meter weit und lässt in dieser Länge die marinen Ablagerungen zu Tage treten.

Die Grenze beider Schichten ist in Folge beträchtlicher Verstürzungen und wegen dichten Gebüsches nur an einigen wenigen Stellen zu sehen, aber an diesen sind die Schichten des Mergelsandes entweder steil einfallend, oder stark gefaltet, oder mehr oder weniger gegen den Unteren Mergel geneigt. Auf Driftstruktur des Sandes ist diese Erscheinung nicht zurückzuführen, denn diese marinen Sande zeigen, im Gegensatze zu der discordanten Parallelstruktur der in rasch fliessendem Wasser abgesetzten Spathsande, in ihrer Schichtung die vollkommenste Concordanz. Kurz

vor der Mündung des Kuhgrundes hebt sich der Untere Mergel abermals, und diesmal recht beträchtlich, über den Elbspiegel, so dass der Mergelsand wohl 15—20 Meter hoch in steilen, völlig senkrechten und zum Theil überhängenden Wänden emporragt. Wo er zuerst über dem Elbspiegel sich erhebt, hat er eine Neigung von etwa 10^0 nach Westen, sobald man aber der hohen, von einer Eiche gekrönten Klippe am Kuhgrunde sich nähert, bemerkt man, dass die Schichten sich rasch steiler emporrichten, gerade unter dem Baume aufrecht stehen und noch einige Schritte weiter östlich überhängen. Da die Mergelsande an dieser Stelle ziemlich dicke, über einen Decimeter starke Bänke bilden, so bietet das Ganze, von der Elbe aus gesehen, einen ähnlichen Anblick, wie ein fächerförmig zerklüfteter Quarzporphyrfelsen. Das Profil III giebt eine nähere Darstellung dieser Lagerungsverhältnisse und zeigt gleichzeitig den Uebergang der Mergelsande in Spathsande.

Abgesehen von diesen grossartigen Schichtenstörungen finden sich noch eigenthümliche Arten von Schichtung und Faltung, zumal in den sehr thonigen Bänken, deren zwei im Profil IV dargestellt sind.

Die obere Bank zeigt die eigenthümliche Erscheinung einer stark gefalteten Schicht zwischen zwei gleichmässig horizontal gelagerten, die untere eine sehr schöne Schlierenbildung.

Muldenförmige Einsenkungen des oben beschriebenen Unteren Geschiebemergels sind es, in denen die eigenthümlichen, diluvialen Torflager sich finden. Sie treten, soweit mir bekannt geworden ist, auf der Strecke Lauenburg-Geesthacht an vier verschiedenen Stellen zu Tage. Die erste Mulde liegt etwa 100 Meter westlich vom Kuhgrunde, ist ausgezeichnet aufgeschlossen, leidlich zugänglich und leicht zu finden. Die zweite, einen Kilometer weiter elbabwärts gelegene, ist dagegen sehr schwer zu finden. An dem an jener Stelle ausserordentlich quellenreichen Gehänge wuchert in erstaunlicher Ueppigkeit dicht verschlungenes Brombeergeranke und Schilfrohr, welches in Verbindung mit der Steilheit des Gehänges und der Schlüpfrigkeit des Bodens die Auffindung und Untersuchung des noch dazu zum grössten Theile durch Absturzmassen sehr verschütteten Torflagers ausserordentlich erschwert.

Die beiden anderen Ablagerungen [1]) finden sich beträchtlich weiter elbabwärts in der Nähe des Dorfes Tesperhude, wo sie in einem Abstande von etwa 600 Metern in einer Länge von 30 Metern am Elbgehänge zu Tage treten.

Die Lagerungsverhältnisse des diluvialen Torfes am Kuhgrunde, an der am besten aufgeschlossenen Mulde, sind die folgenden:

Die Länge des Lagers im Aufschlusse beträgt 110 Meter. Der tiefste Punkt der Mulde liegt 11 Meter über dem mittleren Elbspiegel, 12 Meter unter der Plateauoberfläche, der höchste Punkt der Muldenflügel dagegen 18 Meter über der Elbe und nur 3 Meter unter der Oberfläche. Das Einfallen ist nach Norden, in das Plateau hinein, gerichtet, so dass durch die Erosion erst ein geringer Theil des Flötzes entfernt sein kann. Dagegen ist bei der nächsten elbabwärts folgenden Ablagerung das Einfallen nach Süden, nach der Elbe zu, gerichtet, so dass das eigentliche Muldentiefste bereits durch die Erosion zerstört ist. Die Torfablagerung besitzt in den beiden zwischen Lauenburg und Glüsing gelegenen Mulden eine Mächtigkeit von je $3^1/_2$—4 Metern, einschliesslich der Zwischenmittel, und setzt sich aus folgenden einzelnen Schichten zusammen:

d.	Torf	2,0 Meter
c.	Bituminöser Sand	0,8 »
b.	Torf	0,6 »
a.	Bituminöser Sand .	0,4 »

Schichtenfolge und angegebene Mächtigkeitszahlen beziehen sich auf den tiefsten Theil des Lagers, wo die einzelnen Glieder ihre grösste Entwickelung zeigen. Wie das Profil III zeigt,

---

[1]) Ich erhielt von denselben Kenntniss aus den freundlichst zur Einsicht überlassenen Akten des Oberbergamtes Klausthal. Im Beginne der Siebenziger Jahre wurde auf alle jene Ablagerungen bei dem genannten Oberbergamte Muthung eingelegt und unter Bezeichnung des Torfes als »Braunkohle« ertheilt. Auch wurde der Abbau des unmittelbar bei Lauenburg gelegenen Lagers in Angriff genommen und vom Elbgehänge aus zwei nahe an einander gelegene Stollen hineingetrieben. Dieser Bergbau erlag aber wegen des höchst geringen Brennwerthes der geförderten braunkohlenartigen Torfmassen sehr bald, und ein Eindringen in jene Strecken ist gegenwärtig durch mächtige, dem Stollenmundloche nahe Sanddurchbrüche unmöglich gemacht.

nimmt von der Mitte nach den Seiten zu die Gesammtmächtigkeit anfangs nur ganz langsam ab, dann aber verdrückt sich das Lager sehr rasch bis auf wenige Centimeter im Ausgehenden.

Wir wenden uns nun zur Betrachtung der einzelnen Glieder der Torfablagerung. Das Liegendste derselben ist, wie erwähnt ein bituminöser oder humoser Sand von grauer Farbe, ziemlich fest zusammenhängend, aber doch noch zwischen den Fingern zerreiblich, steinfrei, nicht kalkhaltig. Er lässt sich durch Kochen und darauf folgendes vorsichtiges Dekantiren in seine beiden Bestandtheile, Humus und Sand, zerlegen. Ersterer, dem Gewichte nach 65—70 pCt. betragend, besteht zum Theil aus Torfbröckchen, unter denen einzelne Stengel- und Rindenstückchen erkennbar sind, meist aber aus staubförmig feinem Humus, der den Sand vollständig durchtränkt und die Ursache seiner Festigkeit ist. Der Sand selbst besteht fast ausschliesslich aus Quarz und enthält:

Körner	von 2—0,1	Millimeter	Durchmesser	12 pCt.,
»	» 0,1—0,05	»	»	48 »
»	unter 0,05	»	»	40 »

ist also sehr feinkörnig. Dieser Sand unterteuft das ganze Torflager. Dasselbe besteht aus zwei durch ein sandiges Zwischenmittel getrennten Flötzen. Das liegende Flötz, 0,4 Meter mächtig, besteht zu unterst aus einer nur wenige Centimeter starken, äusserst fein geschichteten Lage, die in pappdeckelstarke Schichten zerfällt und fast ausschliesslich aus dicht verfilztem Moose besteht. Darüber folgt eine an Blättern und Samen, Zweigstücken, Rohrhalmen und anderen organischen Resten reiche, ebenfalls noch ziemlich dünngeschichtete Lage. Dann erst kommt eine derbere, festere, in sich zusammenhängende Masse, in welcher Baumstämme nach allen Richtungen hin durcheinander liegen.

Ueber diesem Flötze lagert ein im tiefsten Theile des Aufschlusses 0,8 Meter mächtiges sandiges Zwischenmittel. Dasselbe ist im Allgemeinen der erstbeschriebenen Schicht im Liegenden des Unterflötzes ähnlich, aber von bedeutend grösserer Festigkeit. Durch Kochen und Schlämmen und darauf folgendes Dekantiren konnten auch hier die Humustheile vom Sande getrennt werden.

Dabei ergab sich bezüglich der mechanischen Zusammensetzung folgendes Resultat:

	Humustheile:	Sandige Theile:
2—0,1 Millimeter	= 26,0 pCt.	= 22,0 pCt.
0,1—0,05 »	= 11,2 »	= 17,6 »
Staub »	= 13,6 »	= 9,6 »
	Summa 50,8 pCt.	Summa 49,2 pCt.

Dieses Zwischenmittel besitzt eine geringere räumliche Erstreckung, als der liegende Sand, da es sich vom Muldentiefsten nach den Flügeln zu allmählich auskeilt, so dass nach dem Ausgehenden zu beide Flötze direkt auf einander liegen.

Das nun folgende obere Flötz, welches im Muldentiefsten (auf den aufgeschlossenen Theil des Flötzes bezogen) eine Mächtigkeit von 2 Metern besitzt, ist ganz ähnlich zusammengesetzt, wie das untere, indem auch hier eine Moosschicht den tiefsten Theil bildet, hierauf eine blätterreiche Lage folgt und den grösseren Theil des Flötzes ein alle möglichen organischen Reste enthaltender, fester, mit Baumstämmen durchwirkter Torf bildet.

Vor der Aufzählung der organischen Reste in dieser Torfablagerung erübrigt noch eine Beschreibung derjenigen Diluvialbildungen, die über jener liegen. Den Anfang bildet eine mächtige Folge von unterdiluvialem, wohlgeschichtetem Spathsande, deren grösste Mächtigkeit bei dem Torflager am Kuhgrunde 12 Meter, bei dem nächsten, elbabwärts folgenden sogar 15 Meter beträgt. Wie das Profil II zeigt, bildet in beiden Fällen der Untere Sand die weitere Ausfüllung der Mulden im Unteren Geschiebemergel, und zwar so, dass er selbst in seiner Oberflächenverbreitung eine noch heute vorhandene schwache Mulde oder Rinne bezeichnet, in welcher weiter nach Norden hin das Lauenburger Moor liegt. Auch die beiden Torflager bei Tesperhude liegen unter noch heute vorhandenen Rinnen.

Nur an einer Stelle wird dieser mächtige Untere Sand noch von einer anderen Schicht bedeckt, aber gerade diese ist von ausserordentlicher Bedeutung für die nähere Altersbestimmung des diluvialen Torfes. Wenn man vom Elbufer aus unmittelbar

westlich von der oben beschriebenen Mergelsandklippe am Kuhgrunde den beschwerlichen Aufstieg gerade noch oben unternimmt, so kommt man zunächst über den marinen Mergelsand, hierauf über den nur noch 3—4 Meter mächtigen Unteren Geschiebemergel, und sodann an die Fortsetzung jener Sandschicht, deren Auflagerung auf dem Torfe man einige 30 Schritte weiter westlich beobachten und die man von dort ununterbrochen bis zur Stelle unseres Aufstieges verfolgen kann. Der Rand des Plateaus ist hier höher als über der Torfmulde und die Differenz rührt daher, dass sich hier eine zweite Geschiebemergelbank, diejenige des Oberen Diluviums, auf den Sand auflegt. Dieser Obere Mergel zeigt in Uebereinstimmung mit zahlreichen Beobachtungen an anderen Lokalitäten eine gelbliche Farbe, im Gegensatze zu der dunklen des Unteren; er ist sehr reich an Geschieben und nur 2—3 Meter mächtig.

So zeigen also die Lagerungsverhältnisse ganz klar, dass die Lauenburger Diluvialtorflager von einer Geschiebemergelbank überlagert und von einer anderen unterteuft werden, d. h. dass sie, nach heutiger Auffassung der Geschiebemergel, ihren Platz zwischen zwei glacialen oder Moränenbildungen haben.

Wir kommen nunmehr zu den organischen Resten, die in dem Torfe und dem ihn begleitenden humusreichen Sande sich finden. Mit Ausnahme einer Anzahl von Käferresten, deren einige auf *Donacia* zu beziehen sein dürften, finden sich nur Pflanzen, und zwar Stämme, Zweige, Wurzeln, Blätter, Blattknospen, Früchte und Samen. Das Holz ist meist breit gedrückt, von heller Farbe und zerreisst beim Trocknen an der Luft nicht. Die Blätter zeigen nur theilweise Nervatur und Umrandung deutlich. Die Samen sind meist trefflich erhalten und lassen eine ganz sichere Bestimmung zu. In manchen Fällen sind sogar der ursprüngliche Glanz und die Farbe erhalten, so dass die Eingangs citirten Worte Taube's erklärlich erscheinen. Für die Bestimmung von *Lysimachia Nummularia*, *Oxycoccus palustris*, *Salix aurita* und *repens*, sowie von *Equisetum limosum* bin ich Herrn Prof. Nathorst in Stockholm zu Danke verpflichtet. Herr Prof. Fr. Nobbe in Tharandt

hatte die grosse Liebenswürdigkeit, einen grossen Theil der von mir gesammelten Samen zu bestimmen und meine eigenen Bestimmungen zu revidiren. Beiden Herren spreche ich dafür auch hier meinen verbindlichsten Dank aus.

In der folgenden Liste ist, mit Rücksicht auf die spätere Untersuchung der klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Torfablagerung bei jeder einzelnen Pflanze die Nordgrenze der heutigen Verbreitung in Skandinavien [1]), sowie bei einem Theile derselben die Häufigkeit des Auftretens in der heutigen Flora der Gegend von Lauenburg [2]) beigefügt.

Es fanden sich Reste folgender 22 Gefässpflanzen:

Corydalis intermedia P. M. E.

C. fabacea Pers. Pflanze aus der Familie der Fumariaceen, im ersten Frühjahre an Hecken und Waldrändern ihre trüb purpurfarbigen Blüthen erschliessend. Fossil fand sich von ihr ein einziger Same, glänzend schwarz, mit glatter Oberfläche, kurz nierenförmig, 2 Millimeter lang und breit, 1 Millimeter dick.

In der Lauenburger Flora selten.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Skandinavien bis Jämtland und Dalsland, Salt und Lyng (nördlich vom Polarkreise).

Möhringia trinervia Clairv.

Arenaria trinervia L. Von dieser in Wäldern und Gebüschen gemeinen, weissblühenden Alsinacee finden sich in dem derben Torfe ziemlich häufig die Samen. Dieselben sind 0,6 Millimeter breit, 0,7 Millimeter lang, nierenförmig, glänzend schwarz, am Rande mit zwei Reihen feiner, auf demselben senkrechter Runzeln versehen, während die Oberfläche glatt ist. Selbst diese ausserordentlich winzigen Früchte sind z. Th. zerdrückt, zerbrochen und aufgesprungen.

In der Lauenburger Flora gemein.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Norwegen bis Nordland (circa 65^{0} nördl. Br.).

---

[1]) Nach C. J. Hartman, Handbok i Skandinaviens Flora. Stockholm 1861.

[2]) Nach freundlicher Mittheilung des Herrn G. Witte in Lauenburg.

Tilia platyphylla Skop.

(*T. europaea* var. b. d. e. L. *T. grandifolia* Ehrh.). Die holzigen, mit fünf starken Kanten versehenen, meist zusammengedrückten Nüsse der breitblättrigen Linde finden sich in grosser Häufigkeit sowohl in den derben Partien des Torfes wie in dem sandigen Mittel, selten dagegen in den Moos-, Blätter- und Schilfschichten. Die Grösse des Durchmesser der Früchte schwankt zwischen 10 : 8 und 5 : 4 Millimeter.

Nicht allzu häufig bei Lauenburg.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Skandinavien bis Bohuslän (circa 59° nördl. Br.).

Acer platanoides L.

Vom platanenartigen Ahorn fand ich in der Schicht zwischen den beiden Flötzen zwei Merikarpien mit nur theilweise erhaltenem Flügel, deren Zugehörigkeit zu der genannten Art nach Professor Nobbe nicht ganz sicher ist. Claudius erwähnt das Vorkommen von Ahorn-Früchten, die er auf *A. campestre* bezieht. Da er leider von dem ganzen, von ihm gesammelten und beschriebenen Materiale nichts mehr besitzt, so war ein Vergleich unmöglich.

In der Nähe Lauenburgs nicht lebend vorhanden, sonst aber in Norddeutschland überall verbreitet.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Skandinavien bis Angermanland und Jämtland (circa 64° nördl. Br.).

Geranium columbinum L.

Vom Taubenfuss, der in ganz Deutschland auf sandigem Boden zwischen Gebüsch, an Wegen und auf Aeckern vorkommt, fanden sich fossil nur drei Merikarpien (Theilfrüchte) der fünffächrigen Frucht.

In der näheren Umgebung Lauenburgs fehlend.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Skandinavien bis Stockholm (circa 60° nördl. Br.).

Trapa natans L.

Die äusserst charakteristischen, haselnussgrossen, mit zwei bis vier langen, spitzen Dornen versehenen Früchte der Wassernuss

finden sich im Gegensatze zu allen übrigen organischen Resten nur in der dünnen Bank humosen Sandes, die zwischen dem Geschiebemergel und dem Unterflötze liegt und eben ausser der Wassernuss keine organischen Einschlüsse führt. Eine einzige kleine Nuss fand sich im unteren Flötze selbst.

Heutzutage findet sich die Pflanze lebend in der Umgebung Lauenburgs nicht mehr, doch soll sie noch im Anfange dieses Jahrhunderts bei der Stecknitzschleuse existirt haben.

Heutige Verbreitung: Nördliche Mittelmeerländer, Oesterreich-Ungarn, Südrussland, Südsibirien. In Deutschland von Süden nach Norden immer seltener werdend, im Immelnsee in Schonen bei 56° nördl. Br. die Nordgrenze ihrer Verbreitung erreichend.

Cornus sanguinea L.

Eine Anzahl zwei- oder dreifächeriger Nüsschen gehören zweifellos dem rothen Hartriegel an. Sie wurden von Herrn Lehrer WITTE in Lauenburg im unteren Torflager gefunden.

In Skandinavien überschreitet dieser Strauch den 60. Grad nördlicher Breite nicht.

Oxycoccus palustris PERS.

Von der Moosbeere fand Prof. NATHORST Stamm- und Zweigreste, deren Bestimmung er als ziemlich sicher betrachtet.

In der weiteren Umgebung Lauenburgs vorkommend.

In Skandinavien den Polarkreis überschreitend.

Menyanthes trifoliata L.

Gentianacee, mit grossen, dreifingerigen Blättern und weisser oder blassrother, weissgebarteter Blüthe, auf sumpfigen und torfigen Wiesen, sowie in Gräben wachsend. Von ihr finden sich fossil nur Samen in grosser Menge. Dieselben sind 1,5 Millimeter lang, 1,2 Millimeter breit, braun bis röthlich gefärbt, z. Th. zusammengedrückt, runzelig, mit äusserst feiner, erst bei stärkerer Vergrösserung hervortretender Streifung auf der 0,1 Millimeter dicken Schale.

In der Umgebung Lauenburgs häufig.

Heutige Verbreitung nach Norden: ganz Skandinavien, Island, Grönland.

Lysimachia Nummularia L.

Von dieser Pflanze liegt ein einziger Blattabdruck vor, weshalb die Bestimmung nach Prof. Nathorst's Meinung etwas zweifelhaft ist, obgleich unter allen in Betracht kommenden Pflanzen die Uebereinstimmung mit *Lysimachia* am grössten ist.

In der Lauenburger Flora häufig.

In Skandinavien verbreitet bis zum 61° nördl. Br.

Quercus Robur L. spec. plant.

Von der Eiche finden sich Stamm- und Aststücke, Blätter, Früchte und Fruchtbecher in den beiden Torfflötzen, nur die letzteren drei in dem Zwischenmittel. Das Holz ist wie auch das der übrigen Bäume stark zusammengedrückt. Die Zugehörigkeit der Eichenreste zu obiger Art liess sich konstatiren durch ein sehr gut erhaltenes kurzgestieltes Blatt, welches deutlich die Oehrchen am Grunde zeigt, sowie durch mehrere jugendliche Früchte mit den dieser Art eigenthümlichen langen Stielen. Die Früchte, von denen sowohl völlig ausgereifte, wie ganz jugendliche Exemplare sich finden, sind vollständig platt gedrückt, die Schale ist an der Spitze der Länge nach vielfach zerrissen und zerschlitzt; viel besser sind die Fruchtbecher erhalten, die ihr ursprüngliches Aussehen nur wenig in Folge von Zusammenpressung verändert haben. Ich fand im Ganzen nur 15 Fruchtbecher und 10 Früchte, während nach Claudius Eicheln in sehr grosser Menge vorkommen sollen. Das erklärt sich wohl leicht daraus, dass die einzelnen organischen Reste in den verschiedenen Theilen des Torflagers bald in grosser Menge angehäuft sein werden, bald nur ganz vereinzelt vorkommen.

In der Lauenburger Flora ist die Eiche häufig.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: bis Hedemarken in Norwegen (circa 62° nördl. Br.), am Ural nur bis 55° nördl. Br.

Betula verrucosa Ehrh.

Von der gemeinen Birke fanden sich einige gut erhaltene, noch mit der weissen, sich abblätternden Rinde versehene Borken- sowie einige Holzstücke. Einige Rindenstücke tragen einen trefflich erhaltenen Ascomyceten.

Bei Lauenburg häufig.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung in Skandinavien: Vesterbotten und Lappmark, nördlich vom Polarkreise.

Corylus Avellana L.

Reste der Haselnuss und zwar zumeist Nüsse in allen möglichen Grössen und von verschiedener Form gehören zu den häufigsten Einschlüssen im Torfe und treten in zahlreichster Menge in den beiden über den Moosschichten liegenden, dünnen, blattreichen Lagen beider Flötze auf; es liegen in denselben häufig auf einem Quadrat-Decimeter ein Dutzend und mehr Nüsse. Den beiden sandigen Schichten fehlen sie dagegen völlig. Unter den circa 200 von mir gesammelten Haselnüssen sind beide bei uns auftretende Varietäten, die kurzfrüchtige (*Corylus Avellana ovata* W.) und die langfrüchtige (*Corylus Avellana* L.) vertreten; erstere kurz eiförmig, so lang oder wenig länger als breit, letztere länglich oval, beträchtlich länger als breit. An einer Anzahl besonders gut erhaltener und zur Messung geeigneter Exemplare wurden folgende Verhältnisse der Durchmesser gefunden:

C. Avellana ovata: 1,2 : 1,2; 1,2 : 1,2; 1,0 : 1,0; 1,7 : 1,6; 1,7 : 1,6.

C. Avellana: 2:1,5; 2:1,3; 2:1,3; 2:1,3; 1,8:1,2; 1,8:1,4; 1,6:1,1.

Die Mehrzahl der langfrüchtigen Nüsse ist ausgezeichnet durch eine kräftige Längsrippung. Vier unter den gesammelten Nüssen zeigten deutlich, dass sie von kleinen Nagern, wahrscheinlich Mäusen, nicht Eichkatzen, entleert waren. Nach W. Claudius finden sich auch Nüsse, die der Made des Haselnussbohrers (*Balaninus nucum*), eines kleinen Rüsselkäfers, als Aufenthaltsort gedient haben.

Ausser den Nüssen fanden sich von anderen Theilen der Haselnuss nur noch eine grössere Zahl von Winterknospen.

In der Lauenburger Flora häufig.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Norwegen bis Nordland und Gudbrandsdalen (circa 65° nördl. Br.).

Carpinus Betulus L.

Die Samen der Hainbuche gehören mit denen der Haselnuss und Linde zu den häufigsten organischen Resten des Lauenburger Diluvialtorfes. Sie finden sich ebenfalls in den beiden Flötzen sowie in dem Zwischenmittel. Am zahlreichsten fand ich sie in dem letzteren in dem kleinen, quellendurchrieselten Aufschlusse des Torflagers zwischen dem Kuhgrunde und Glüsing, wo ich in kürzester Zeit mehrere Dutzend der prächtig erhaltenen, aus dem Sande ausgewaschenen Samen zu sammeln vermochte. Die *Carpinus*-Früchte sind einfächerige, einsamige Nüsse, überzogen von dem gerippten, netzadrigen, oben zahnigen Kelche. Sie sind 6—7 Millimeter lang, 5—6 Millimeter breit, mit mehreren, von der Basis ausgehenden, in der Spitze zusammenkommenden Längsrippen. Die Farbe der Früchte ist in den einzelnen Lagen sehr verschieden: hellgelblich grau in den moosigen und der sandigen Schicht, braun in dem derben Torfe, fast schwarz in einer Schicht, die den Eindruck einer Brandschicht macht. Die grossen, dreilappigen Deckblätter, zwischen denen die Früchte eingeschlossen sind, fanden sich nicht, überhaupt von anderen Resten der Hainbuche nur eine Winterknospe und mehrere Stammstücke.

In der Lauenburger Flora häufig.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Skandinavien bis Halland und südliches Småland (circa 57° nördl. Br.).

Salix aurita L.

Die meisten der gefundenen Blätter gehören nach Professor Nathorst dieser Art an durch Form und Nervation des Blattes, sowie durch mikroskopische Beschaffenheit der Epidermis.

In Skandinavien noch nördlich vom Polarkreise.

Salix repens L.

Ein einziges Blatt, schreibt Prof. Nathorst, scheint dieser Art anzugehören, doch kommen zuweilen ganz ähnliche Blätter bei *Salix aurita* auch vor.

Diese Weide erreicht in Skandinavien ihre Nordgrenze am Polarkreise.

Iris Pseud-Acorus L.

Die gelbblühende Schwertlilie unserer Teiche und Sümpfe ist vertreten durch drei Samenkörner von fast kreisrunder Gestalt, 6—9 Millimeter Durchmesser, 1—2 Millimeter Dicke, schwarzbrauner Farbe und runzeliger Oberfläche. Auch CLAUDIUS beschreibt einen Samen von *I. Pseud-Acorus*.

In der Flora Lauenburgs häufig.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung in Skandinavien: Vesterbotten, Dalarne, Helgeland (circa 65^0 nördl. Br.).

Phragmites communis TRIN.

Plattgedrückte Rhizome des gemeinen Schilfrohres sind in einzelnen Theilen des Torflagers sehr häufig.

Bei Lauenburg gemein.

In Skandinavien überschreitet *Phr.* den Polarkreis.

Pinus silvestris L.

Von der Kiefer stammt ein Zapfen her, den die geologische Landesanstalt aus der MEYN'schen Sammlung besitzt, sowie ein Stück Borke und ein Same mit daran sitzendem Flügel.

Gemein in der Lauenburger Flora.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Schweden Lappland, in Norwegen Ostfinnmarken und Varanger (nördlich vom Polarkreise).

Picea vulgaris LINK.

Ein einziges Samenkorn der Fichte fand ich im Torfe.

Häufig bei Lauenburg.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: Nur in Lappland bis 67^0 nördl. Br. emporsteigend, im Allgemeinen viel weiter im Süden verbreitet.

Larix europaea D. C.

Claudius beschreibt Zapfen der Lärche aus dem Torfe; einen solchen enthält auch die Meyn'sche Sammlung in der Geologischen Landesanstalt in Berlin. Ich selbst fand keine Lärchenreste.

In Wäldern bei Lauenburg.

Nordgrenze der heutigen Verbreitung: in Skandinavien angepflanzt bis Uppland (circa 60^0 nördl. Br.) vorkommend.

Equisetum limosum L.

Eine grössere Anzahl Rhizome und Fragmente derselben, von einem *Equisetum* herrührend, liegen vor. Eine von Prof. Nathorst veranlasste mikroskopische Untersuchung einiger derselben durch Herrn Amanuensis N. Wille ergab die Zugehörigkeit derselben zu obiger Species.

Bei Lauenburg selten.

In Skandinavien den Polarkreis überschreitend.

Eine Parallelisirung der einzelnen Ablagerungen des beschriebenen Profiles mit solchen Schleswig-Holsteins und anderer Theile Norddeutschlands ist nicht schwer. Was zunächst die marinen Mergelsande betrifft, so bilden dieselben ein neues Glied in einer Reihe analoger Bildungen auf der cimbrischen Halbinsel. Zahlreiche Reste lebender Nordseeconchylien finden sich in völlig steinfreien Thonen und Sanden bei Blankenese, Tarbeck, Fahrenkrug, Waterneverstorf, auf Alsen und an mehreren Stellen der dänischen Küsten. Ueber die drei erstgenannten Lokalitäten hat Beyrich im Jahre 1852 in der Deutschen geologischen Gesellschaft berichtet und schon damals die Ansicht entwickelt, »dass man die bezeichneten muschelführenden Ablagerungen in Holstein mit den Diluvialgebilden zwar als einer gemeinsamen grösseren Periode, der Quaternärperiode angehörig, ansehen, in derselben aber hier zwei Formationen unterscheiden müsse,

1. eine ältere, in vollkommener Ruhe abgesetzte Bildung, die Nordseeformation, und
2. die jüngere Geschiebeformation.«

Vollständiger Mangel an Geschieben, Auflagerung auf dem Tertiär und Ueberlagerung durch Geschiebe führende Bildungen, organische Einschlüsse und petrographische Zusammensetzung weisen den Lauenburger Cardium führenden Mergelsanden einen Platz in dieser Nordseeformation BEYRICH's zu. Eigenthümlich ist in diesen Bildungen die merkwürdige Vertheilung der organischen Reste, da nämlich bei Tarbeck fast ausschliesslich *Mytilus edulis*, bei Blankenese *Ostrea edulis* und bei Lauenburg *Cardium edule* sich findet.

Ebenso leicht erkennen wir in den beiden Geschiebemergeln und dem zwischen ihnen lagernden Sande MEYN's Oberen gelben und Unteren blauen Moränen- (Geschiebe-) Mergel und den Korallensand in Schleswig-Holstein wieder, die ihrerseits den beiden Geschiebemergeln der Mark und dem sie trennenden Unteren Sande entsprechen. Weniger leicht ist es, dem diluvialen Torfe entsprechende ähnliche Ablagerungen in anderen Theilen Norddeutschlands zu finden. Aus der Litteratur sind mir nur zwei wahrscheinlich hierher gehörige Bildungen bekannt, ein diluvialer »Papiertorf« bei Schulau an der Niederelbe [1]) und einige von Sand und Geschiebemergel bedeckte Torflager aus der Gegend von Frankfurt a. O. [2]). Mündlich erfuhr ich bei Gelegenheit eines Vortrages, den ich in der Aprilsitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft 1885 über die Lauenburger Torflager hielt, von den Herren HAUCHECORNE, BEYRICH und BERENDT, dass ähnliche Torflager bei Crossen a. O., in der Nähe des Kupferhammers an der Flensburger Föhrde und bei Travemünde vorkommen.

Weit besser bekannt, sorgfältig untersucht und genau beschrieben, kennen wir schon seit langer Zeit diluviale Torflager aus der Nordschweiz und dem Allgäu, dort als »Schieferkohlen« bezeichnet. Von grosser Wichtigkeit ist ein Vergleich dieser Ablagerungen mit den norddeutschen zur Beantwortung der in der Einleitung aufgeworfenen Frage. Waren es doch gerade jene schweizer Schieferkohlen, die OSWALD HEER zuerst dazu führten,

[1]) L. MEYN, Geognostische Beobachtungen in den Herzogthümern Schleswig-Holstein. Altona 1848, S. 48.

[2]) F. v. DÜCKER, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1865, S. 20.

mit aller Bestimmtheit eine grosse Pause in der Vergletscherung der Alpen anzunehmen, eine Pause, in welcher ein mildes, dem heutigen ähnliches Klima herrschte. Ehe wir uns daher der Beantwortung jener Frage zuwenden, sei hier kurz über das Auftreten und die Lagerung der nordalpinen schweizer und bairischen Schieferkohlen nach Heer[1]) und Penck referirt.

Bei Dürnten, Utznach und Unter-Wetzikon lagert auf Molasse-Untergrund ein mächtiger Complex diluvialer Schichten, innerhalb dessen die Schieferkohlen auftreten. Die Schichtenfolge ist von oben nach unten bis auf die Kohlen an den drei genannten Orten die nämliche. Unter viele Meter mächtigen Sanden und Geröllmassen, die auf ihrer Oberfläche gewaltige erratische Blöcke, aus Sernifit und anderen Gesteinen der Hochalpen bestehend, tragen, liegen in grösserer oder geringerer Mächtigkeit die Kohlenablagerungen, durch ein oder mehrere Lettenbänder in verschiedene Flötze getheilt. Unter der Kohle findet sich bei Dürnten ein »Letten, mit zahlreichen, gerollten Steinen gemengt«, bei Unter-Wetzikon ein »Geröllager mit gekritzten Kalksteinen und Puntaiglas-Granit, bei Utznach dagegen direkt der steil aufgerichtete Molassesandstein. Da nun sowohl die Geröllager im Liegenden der Schieferkohle von Unter-Wetzikon zweifellos, der geröllreiche Letten von Dürnten vielleicht glacialen Ursprunges sind, als auch die Herkunft der gewaltigen Sernifit- und anderen Geschiebe im Hangenden derselben nur durch Gletschertransport zu erklären ist, so beweist das klar, dass die Schieferkohlen südöstlich von Zürich zwischen zwei Glacialablagerungen liegen. Noch augenscheinlicher wird dies durch die Lagerungsverhältnisse der Schieferkohlen von Mörschwyl am Bodensee. Dort bildet eine 20—25 Meter mächtige Moränenablagerung die Oberfläche. Unter ihr folgt ein feiner Sand (Schliesand, Schwemmsand) von unbekannter Mächtigkeit, dann die einschliesslich zweier starker Lettenbänke ca. 6 Meter mächtige Kohlenschicht, unter welcher sich wiederum ein zweifellos glaciale Geschiebe führender sandiger Lehm einstellt. Bei St.

[1]) O. Heer, Die Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., S. 513—541. — A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen, S. 251—266.

Jacob an der Birs in der Nähe von Basel findet sich zwischen zwei mächtigen glacialen Geröllagern ein 1 Meter mächtiges Lettenlager mit zahlreichen Pflanzenresten, welches sowohl stratigraphisch wie palaeontologisch mit den Schieferkohlen zu parallelisiren ist. Auch ausserhalb der Schweiz finden sich, ganz abgesehen von den norditalischen Ligniten, in den Allgäuer Alpen ganz analoge, palaeontologisch leider noch wenig bekannte Kohlenvorkommnisse im Illerthale in der Nähe von Sonthofen, deren Lagerung zwischen zwei Moränen nach den genauen Mittheilungen, die wir darüber Penck verdanken, über jeden Zweifel erhaben ist. Sie sind in einer mächtigen Schicht alpinen Gerölles eingebettet, welche von Grundmoränen überlagert und unterteuft wird.

Ehe wir den Versuch machen, die Ablagerungen in dem eben beschriebenen alpinen Gebiete mit denen von Lauenburg zu parallelisiren, ist es nöthig zu bemerken, dass dieser Vergleich sich nur auf die Gleichartigkeit der Entstehung der in Parallele zu stellenden einzelnen Gebilde beziehen kann, keineswegs aber auf deren absolute Gleichaltrigkeit, da es vielleicht leichter ist, bezüglich der letzteren eine norddeutsche mit einer nordamerikanischen, als mit einer alpinen Diluvialschicht zu vergleichen.

Innerhalb der Schichtenfolge bei Lauenburg haben wir zwei Gebilde, die wir als glaciale anzusprechen berechtigt sind, den Oberen und den Unteren Geschiebemergel. Zwei auf gleiche Entstehung zurückführbare Sedimente haben wir in der Nordschweiz und im Allgäu. Hier wie dort schliessen sie einen Complex geschichteter Sande, Grande und Gerölle zwischen sich ein, innerhalb dessen die Schieferkohlen resp. die Torflager auftreten. Die folgende Tabelle giebt einen Ueberblick über die Lagerungsverhältnisse an den beschriebenen Lokalitäten. Diese so ausserordentliche Uebereinstimmung in der Schichtenfolge zwingt uns mit absoluter Nothwendigkeit, die erste Schlussfolgerung, die Heer aus den Lagerungsverhältnissen der Nordschweizer Schieferkohlen auf eine zweimalige Vergletscherung der Schweiz zog, auch auf Norddeutschland zu übertragen. Es muss also während einer gewissen Periode der Diluvialzeit das skandinavische Inlandeis sich zurückgezogen haben, worauf auf dem eisfrei gewordenen Boden

	Lauenburg	Dürnten	Unter-Wetzikon	Utznach	Mörschwyl	Sonthofen	St. Jakob an der Birs
Jüngere Glacial-Bildungen.	Oberer Geschiebe-Mergel.	Erratische Blöcke.		Findlingsblöcke.	Erratische Blöcke i. Lehm.	Obere Moräne.	Gerölle.
	Unterer Diluvialsand.	Sand u. Gerölle. Letten, dünnes Lager. 15 Centimeter Kohle. Geröllager.	Geschichtete Sand- und Geröll-Massen.	Geröllager. Röthlich-grauer Sand. Geröllbank.	Sand (Schwemmsand).	Nagelfluh.	Geröllager.
Interglacial-Bildungen.	Torf. Humoser Sand. Torf. Humoser Sand.	Schieferkohle. Feiner gelblicher Sand und Letten.	Schieferkohle. Letten mit Süsswasser-Conchylien.	Schieferkohle. Letten. Schieferkohle.	Letten. Schieferkohle. Letten. Schieferkohle.	Schieferkohle. Bänderthon.	Letten mit Pflanzenresten.
Aeltere Glacial-Bildungen.	Unterer Geschiebe-Mergel.	Gerollte Steine im festen Letten eingebacken.	Geröllager mit gekritzten Kalksteinen und Puntaiglas-Granit.		Geschiebe und sandiger Lehm.	Nagelfluh. Untere Moräne.	Gerölle.
	Mariner Mergelsand mit *Cardium edule*.				Schliesand.		
Tertiär.	Miocän.			Molasse.		Flysch.	Molasse.

eine Landvegetation, in den die Mulden und Rinnen des Festlandes ausfüllenden Seen eine Wasser- und Sumpfflora sich ansiedelte und die Bildung mächtiger Torflager veranlasste. Bei einer abermaligen Invasion des Inlandeises wurden die letzteren von mächtigen Sandmassen überschüttet und durch den Druck derselben zusammengepresst, worauf dann der Obere Geschiebemergel zum Absatze gelangte. Wenn über die charakteristischen Moränenlandschaften Ost- und Westpreussens, Pommerns und Mecklenburgs, in welchen zahlreiche Einsenkungen des wellig auf- und absteigenden Oberen Mergelplateaus von tiefen Torfmooren erfüllt sind, von Neuem Inlandeismassen sich verbreiten und mit ihren Sanden jene Mulden ausfüllen, jene Torflager verschütten würden, so entstände dort auf dem jetzigen Oberen Mergel dieselbe Schichtenfolge, die wir bei Lauenburg über dem Unteren kennen gelernt haben.

Weit wichtiger, als die bereits ziemlich allgemein anerkannte Thatsache einer Unterbrechung der Vergletscherung ist die Frage, ob dieselbe nur als eine Oscillation des Eises oder aber als eine Interglacialzeit mit einer vollständigen Aenderung der klimatischen, Verhältnisse zu erklären sei. In jüngster Zeit erst hat E. Geinitz[1]) eine Lanze gebrochen für eine einmalige Vergletscherung Norddeutschlands und geglaubt, alles was für eine Interglacialzeit sprechen könnte, darunter auch die diluvialen Torflager, durch die Annahme von Oscillationen des Eises, grösseren oder kleineren Vor- und Rückwärtsbewegungen, erklären zu können. Dieser Erklärungsversuch ist sicherlich zurückzuweisen. Spricht schon der Umstand, dass eine Interglacialzeit für Nordamerika, Schottland, England, die Alpen und neuerdings von de Geer auch für Skandinavien nachgewiesen ist, dafür, dass wir das gleiche Verhältniss auch in Norddeutschland gehabt haben, so wird dies noch klarer erwiesen durch den Charakter der Flora jener Zeit, die uns in den Lauenburger diluvialen Torflagern erhalten ist. Bei den Schlussfolgerungen, zu denen jene Flora uns zwingt, können wir wiederum

[1]) Ueber die Entstehung der mecklenburgischen Seen S. 7. (Archiv 39 des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg.)

Heer folgen, denn ebenso überraschend, wie die Uebereinstimmung in den Lagerungsverhältnissen, ist auch diejenige in der Flora der nordschweizer und norddeutschen diluvialen Torflager. Die folgende Tabelle giebt einen Ueberblick über die bis jetzt bekannten Gefässpflanzen aus den Schweizer Schieferkohlen, dem gleichaltrigen Lettenlager von St. Jacob an der Birs und dem Lauenburger Torfe.

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass von den in Lauenburg nachgewiesenen Pflanzen nicht weniger als 45 pCt. auch in den schweizer Schieferkohlen, 37 pCt. auch in dem Lettenlager von St. Jacob sich finden, von den Geschlechtern sogar 57 resp. 43 pCt., eine Uebereinstimmung, die grösser ist, wie diejenige zwischen den beiden schweizer Ablagerungen selbst, denn von den 17 Species der Schieferkohlen finden sich nur fünf in dem Lettenlager wieder, also 30 pCt. Aus dem gesammten Charakter der beiden schweizer Floren schloss Heer, dass jene durch die Lagerungsverhältnisse bewiesene Unterbrechung der Vergletscherung nicht auf eine einfache Oscillation zurückzuführen, sondern nur durch eine vollständige Aenderung der klimatischen Verhältnisse erklärbar sei. In der Nähe einer, gewaltige Flächen bedeckenden Inlandeismasse kann nur eine solche Vegetation existiren, die einen specifisch arktisch borealen Charakter trägt, eine Flora, wie wir sie heute entweder in den Hochalpen, oder in polaren, mehr oder weniger vergletscherten Gebieten, wie Grönland, Island und Spitzbergen, finden. Eine derartige Vegetation müsste sich finden in pflanzenführenden Ablagerungen, die während einer Oscillation des Inlandeises auf dem von ihm verlassenen Boden sich bildeten. Aber gerade das Entgegengesetzte ist bei Lauenburg der Fall. Wie aus den der Beschreibung der einzelnen Pflanzenreste beigegebenen Bemerkungen über die Nordgrenze der Verbreitung der betreffenden Pflanzen in der Jetztzeit hervorgeht, finden sich nur 9 derselben nördlich vom Polarkreise (*Pinus silvestris*, *Betula verrucosa*, *Menyanthes trifoliata*, *Picea vulgaris*, *Corydalis intermedia*, *Oxycoccus palustris*, *Salix aurita*, *Equisetum limosum*, *Phragmites communis*) und 6 überschreiten, wenigstens in Skandinavien, nach Norden hin den 60. Breitengrad nicht (*Carpinus Betulus*, *Trapa natans*,

	Schieferkohlen der Nordschweiz	Lettenlager von St. Jacob an der Birs	Diluvial-Torf von Lauenburg
Corydalis fabacea			—
Möhringia trinervia			—
Tilia platyphylla			—
Acer Pseudo-Platanus	—		
Acer platanoides			—
Geranium columbinum			—
Rhamnus Frangula		—	
Rubus Idaeus	—		
Trapa natans	—		—
Cornus sanguinea		—	—
Viburnum Lantana		—	
Galium palustre	—		
Vaccinium uliginosum		—	
Vaccinium Vitis idaea		—	
Oxycoccus palustris			—
Ligustrum vulgare		—	
Menyanthes trifoliata	—	—	—
Lysimachia Numucularia			—
Polygonum spec.	—		
Quercus Robur	—		—
Betula verrucosa	—	—	—
Corylus Avellana	—	—	—
Carpinus Betulus		—	—
Salix cinerea		—	
Salix aurita		—	—
Salix repens			—
Iris Pseud-Acorus			—
Scirpus lacustris	—		
Phragmites communis	—	—	—
Taxus baccata	—		
Pinus silvestris	—	—	—
Pinus montana	—		
Picea vulgaris	—		—
Larix europaea	—		—
Equisetum limosum	—		—

Larix europaea, *Tilia platyphylla*, *Cornus sanguinea* und *Geranium columbinum*), während alle übrigen zwischen 60⁰ und dem Polarkreise die Nordgrenze ihrer Verbreitung erreichen. Alle jene Pflanzen aber sind in der kälteren, nördlich gemässigten Zone in Europa ganz allgemein verbreitet und eine derselben, *Trapa natans*, hat ihr Hauptverbreitungsgebiet sogar in südlicheren Gegenden und geht nur ganz zerstreut bis zum 56. Grade nach Norden (siehe oben).

Da ausserdem alle jene Pflanzen auch heutzutage in Norddeutschland und speciell in der weiteren Umgebung Lauenburgs sich finden, so ist gewiss der Schluss gerechtfertigt, dass die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Bildung der beschriebenen Torflager von den heutigen im Wesentlichen nicht verschieden waren.

Daraus ergiebt sich also mit Nothwendigkeit die Annahme zweier, durch eine lange Interglacialzeit getrennter Vergletscherungen Norddeutschlands und damit ein Beweis mehr für die Gleichartigkeit des Glacialphänomens in allen Theilen der nördlichen Hemisphäre.

In ein neues Licht werden durch die Aufschlüsse bei Lauenburg auch jene z. Th. ausserordentlich mächtigen Sande gerückt, die zwischen den beiden Geschiebemergeln liegen. Sie können zu drei ganz verschiedenen Zeiten gebildet sein:

1. bei dem Rückzuge der ersten Vergletscherung,
2. in der Interglacialzeit,
3. bei dem Herannahen der zweiten Vergletscherung, d. h.

sie können unterdiluvial, interglacial und oberdiluvial sein. Letzteren Alters sind höchst wahrscheinlich die Sande, die bei Lauenburg zwischen dem Torflager und dem Oberen Geschiebemergel liegen.

Theoretisch ist also die Bezeichnung derselben als Untere Sande unrichtig, in der Praxis aber und bei der Kartirung wird man nothgedrungen die bisherige Bezeichnung beibehalten müssen, weil es wohl nur in den allerseltensten Fällen möglich sein dürfte, die oben angedeutete Gliederung durchzuführen.

Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der »Langen Rhön«.

Von Herrn **H. Proescholdt** in Meiningen.

(Hierzu Tafel XII.)

Die Rhön lässt sich nach dem bayrischen Topographen Walther in zwei, im landschaftlichen Ausdruck gänzlich verschiedene Theile zerlegen, die er sehr bezeichnend die kuppenreiche und die lange (auch hohe) Rhön nennt. Zahllose, oft seltsam und kühn geformte Kuppen setzen die erstere zusammen, dem Auge des Beschauers ein formenreiches und malerisches Landschaftsbild, dem Geologen vielfach prachtvolle Aufschlüsse gebend. Daran schliesst sich im Osten ein einförmiges Plateau, das in der Gegend von Tann und Kaltenordheim sich erhebt und in durchschnittlicher Breite von 3 bis 4 Kilometern 36 Kilometer weit nach Süden zieht. Bei Bischofsheim wird dieser Gebirgsstock, die lange oder hohe Rhön im engeren Sinne, durch das Thal der Brend abgeschnitten; jenseits des Flusses erheben sich aber nochmals weit ausgedehnte Plateaus, der Kreuzberg, das Dammersfeld etc., die man als Fortsetzung der langen Rhön ansehen darf, und die gewöhnlich aber unter dem Namen der »waldgebirgigen Rhön« zusammengefasst werden.

Im Westen wird die »Lange Rhön« durch das Thal der Ulster begrenzt, das in nahezu meridionaler Richtung sich hinzieht; in der Nähe der Ulsterquelle in der Umgebung des rothen Moores schickt sie einen Ausläufer weit nach Westen hin bis zum Abts-

röder Gebirge mit der Wasserkuppe, an der die Fulda entspringt. So bildet die »Lange Rhön« die Wasserscheide zwischen Weser und Main, wie sie denn überhaupt den Grundstock des ganzen Gebirges darstellt. Am Ostrande fällt sie sehr jäh und unvermittelt ab, so dass sie aus der Ferne wie eine Riesenmauer erscheint, und nur wenige und weit niedrige Kuppen sind vorgelagert. Die Hochfläche der »Langen Rhön,« deren mittlere Meereshöhe 800 bis 850 Meter beträgt, erhält durch aufgesetzte, relativ unbedeutende, breite Kuppen nur sehr wenig Abwechslung; von Mooren und vielfach sumpfigen Wiesen überzogen und nur an den Rändern mit etwas Baumwuchs verziert, ruft die weit ausgedehnte Fläche einen überaus eintönigen und ermüdenden Eindruck hervor, und nur im Hochsommer vermag das Auge der Landschaft einigen Reiz abzugewinnen.

Geologisch ist die »Lange Rhön« weit weniger durchforscht als die benachbarte Kuppenreihe. Die weiten Moor- und Wiesenflächen, die grossartige Ueberrollung der Hänge mit Basalt und die dichten Waldungen an denselben verhindern mehr als anderswo den Einblick in den Aufbau des Gebirges, und nur die an mehreren Orten unternommenen Versuche, die Braunkohlenlager abzubauen, haben eingehende und werthvolle geologische Details gebracht. Dazu kommt, dass bei flüchtiger Begehung die geologische Zusammensetzung der »Langen Rhön« ebenso einförmig und eintönig erscheint wie ihre Oberfläche.

Eine zusammenfassende Darstellung der geognostischen Verhältnisse der Rhön gab in neuerer Zeit Gümbel in der Bavaria[1]), später, 1881, Sandberger in einem sehr interessanten Aufsatze: »Zur Naturgeschichte der Rhön«[2]), für deren Uebersendung ich dem Autor zu grossem Danke verpflichtet bin. Die Beobachtungen über die Braunkohlen der Rhön hat Zinken[3]) zusammengestellt. Nach Gümbel[4]) tragen die Muschelkalkschichten innerhalb des

---

[1]) Die geognost. Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. Separatabdruck.

[2]) Gemeinnützige Wochenschrift. Würzburg 1881.

[3]) Die Physiographie der Braunkohle, Halle 1867. Ergänzungen zu derselben 1871.

[4]) l. c. S. 45.

Rhön-Saalgebirges vollständig den Typus der Thüringer Entwicklung an sich. Bei Vergleichung der Lagerungsverhältnisse des Muschelkalkes im nördlichen Unterfranken constatirt er die höchst merkwürdige Thatsache, dass dieselben Gesteinsschichten in der Rhön um 500 Fuss höher liegen, als in dem Main- und Saalgrunde. In dieser Thatsache lässt sich nach ihm die Wirkung einer Hebung durch die vulkanischen Gebirgsglieder unzweideutig erkennen, welche ihr Maximum in der Mitte des massenhaften Basaltausbruches erreicht, dagegen mit der Entfernung von diesem Centrum auf beiden Gehängen nach und nach erlischt.

Abgesehen von örtlichen Störungen liegen die Triasschichten des Saalgrundes horizontal mit schwacher allgemeiner Neigung nach SO. Auch innerhalb des durch vulkanische Eruptionen zerstückelten Thongebirges ist die Lagerung im Allgemeinen eine horizontale, und nur auf beschränkten Stellen zeigt sich in der Steilheit der Schichtenaufrichtung der dislocirende Einfluss der Eruptionen. Auf den Triasschichten lagern die Tertiärbildungen der Rhön mit den Braunkohlenablagerungen, von denen die jüngeren den ganzen Rand der langen Rhön umsäumen [1]).

Auch Sandberger beobachtete Verwerfungen am Ostfuss der Rhön, spricht sich indess nicht eingehend darüber aus. Für die Triasschichten der »Langen Rhön« scheint er eine ganz ungestörte Lagerung anzunehmen, denn der obere Muschelkalk kommt nach ihm längs der »Langen Rhön« bis Tann und Kaltennordheim in einiger Mächtigkeit vor. Darüber lagen Anhäufungen von Schlackenagglomeraten und Tuffen mit Braunkohleneinlagerungen, die nicht selten mit Basaltströmen wechsellagern. »An manchen Orten der langen Rhön, wo ihre innere Struktur durch tiefe Schluchten blossgelegt ist, in welchen meist ein Wildwasser herabrauscht, wie z. B. im Eisgraben bei Fladungen, wiederholt sich dieser Wechsel wenigstens viermal, aber gewiss giebt es Punkte, wo er noch häufiger auftritt« [2]).

---

[1]) l. c. S. 65.
[2]) l. c. S. 27.

Nach der Darstellung der beiden Forscher erscheint also die »Lange Rhön« zusammengesetzt aus einem Untersatz von in ungestörter Lagerung befindlichen Triasschichten bis zum oberen Muschelkalk, auf dem die Tertiärablagerungen, Tuffe und Braunkohlen in Wechsellagerung mit Basaltdecken aufgesetzt sind.

Bei der Aufnahme der weimarischen Enclave Ostheim, deren Gebiet bis auf die »Lange Rhön« reicht, war ich genöthigt, die Lagerungsverhältnisse des Ostrandes der »Langen Rhön« eingehend zu untersuchen und bin in der Folge zu einer wesentlich anderen Auffassung gekommen.

In dem vorjährigen Jahrbuche der Königl. preuss. geol. Landesanstalt ist bereits von mir darauf aufmerksam gemacht worden, dass die Umgebungen von Ostheim geologisch sehr complicirt zusammengesetzt sind infolge des Auftretens von drei vorherrschenden Spaltsystemen in nordöstlicher, nordwestlicher und nordsüdlicher Richtung. Es wurde weiter bemerkt, dass diese Verwerfungslinien offenbar von ungleichem Alter sind. Die im vorigen Jahre fortgesetzte Begehung des Gebietes hat keinen Anlass zu einer anderen Auffassung gegeben, vielmehr hat sich herausgestellt, dass auch die »Lange Rhön« von Verwerfungen durchsetzt ist.

Eine Kreuzung von südöstlichen und südwestlichen Störungen erwähnt in neuerer Zeit Gümbel aus der südlichen Rhön bei Kissingen[1]).

Ich erwähne hier sogleich, dass die Störungen in der Rhön und ihrer Umgebung, soweit ich sie kenne, in einem gewissen Gegensatze zu denen am Thüringer Walde stehen. Sie erscheinen zumeist in der Form einfacher Brüche, ohne von Druckerscheinungen der dislocirten Gebirgsmassen begleitet zu sein, wie sie in der Gegend von Meiningen bekannt sind.

Ueber den petrographischen und palaeontologischen Charakter der an der »Langen Rhön« auftretenden Triasglieder, Buntsandstein bis Gypskeuper, kann ich hinweggehen, da er fast durchweg dem

---

[1]) Bad Kissingen von Sotier, 13—16. Vergl. Suess »Das Antlitz der Erde«, Abtheil. I, S. 255.

der Meininger Trias entspricht, und wende mich sogleich zu den Tertiär- und Tuffbildungen.

Die besten Aufschlüsse in denselben bieten am Ostrande der »Langen Rhön« in der Umgebung von Fladungen und Ostheim der Eisgraben, in dem ein neuer Fahrweg von dem Dorfe Hausen hinauf auf das schwarze Moor führt, ferner der Fahrweg, der von dem weimarischen Dorfe Sondheim durch die Sondheimer Waldung hindurch ebenfalls auf das Plateau führt, und endlich der Elzbachgrund, in dem an der rechten Thalseite ein neu angelegter Weg am Gangolfsberg hin zur Zeit die Lagerungsverhältnisse und Schichtenfolge auf das deutlichste blossgelegt hat.

Den Eisgraben erreicht man am besten von dem bayrischen Städtchen Fladungen im Streugrund aus. Der Ort selbst liegt auf einer nordwestlich streichenden Verwerfungsspalte, die sich weithin verfolgen lässt, einen Theil des Streuthales vorgebildet hat und scharf topographisch hervortritt. Am linken Ufer des Flüsschens erheben sich dichtbewaldete Buntsandsteinberge bis zu 500 Metern Höhe, vom rechten Ufer an liegen bis zu dem Steilrande der »Langen Rhön« Muschelkalkschichten in oft recht verwickelter Lagerung, theilweise mit mächtigen Diluvialsedimenten überdeckt. Der Weg führt nach dem Dorfe Hausen, und sogleich beim Austritt aus dem Orte betritt man das mit grossen Basaltblöcken überrollte Bett des Aschelbaches, der den Eisgraben durchströmt, aber, wie das so häufig in der Rhön vorkommt, sein Wasser oben im Gebirge in einer Spalte verliert und nur bei Hochwasser einen Theil derselben in das Vorland herunterstreicht. Die Schichten der Thalwände (s. Taf. XII, Fig. 1) sind bis zu den Trochitenkalken in fast horizontaler Lagerung zu beobachten und werden von einem mächtigen Basaltgang (Feldspathbasalt mit etwas Nephelin und bräunlicher Masse) durchsetzt. Die Grenze zwischen dem Tertiär und den Triasschichten bildet Basalt, von dem ich zur Zeit nicht bestimmt angeben kann, ob er als Decke oder als Gang auftritt. Dann folgen ungeschichtete Tuffe mit gröberen Basaltbrocken, die von äusserst feinkörnigen, geschichteten, südwestlich einfallenden Tuffen überlagert werden, ferner grobe Conglomerate aus Basalt, Muschelkalkbrocken und Sandsteinen zusammengesetzt. Ob diese Schichten-

reihe den obern Muschelkalk einfach überlagert oder ob sie durch eine Störung in gleiches Niveau mit demselben gebracht worden ist, lässt sich hier nicht entscheiden. Am obern Weg, von Hausen nach dem schwarzen Moore, nördlich vom Eisgraben ist die Grenze zwischen Tertiär und Muschelkalk ebenfalls entblösst, doch nicht so deutlich, dass man mit voller Sicherheit eine Verwerfung nachweisen kann, wenn eine solche auch sehr wahrscheinlich ist.

Im Eisgraben folgt auf die Conglomeratmassen, die nahezu 17 Meter mächtig sind, ein ungefähr 10 Meter mächtiger, nahezu senkrecht stehender Basaltgang (Nephelinitbasalt), dann eine Zone von lockeren, gelben Tuffen, unter denen noch blaue Thone sichtbar werden. Die Tuffe werden dem Anscheine nach von einer gegen 4 Meter mächtigen Basaltdecke (Nephelinitoïdbasalt) überlagert. Ich sage nur dem Anscheine nach, denn ganz überzeugend ist der Aufschluss an Ort und Stelle nicht. Darüber lagern wiederum gelbe Tuffe. Der Weganschnitt entblösst nun weiter folgende Schichtengruppe, die sattelförmig zusammengeschoben ist. Zu unterst äusserst feinschiefrige, weisse und gelbe, kalkige Letten, dann ein dunkelrother Thon, 0,5 Meter mächtig, gelbe Tuffe und darüber grobe Basaltconglomerate.

Tiefe Schichten sind gegenwärtig nicht zu beobachten. 1834 wurde an der Stelle durch einen Wolkenbruch ein Braunkohlenlager blossgelegt, das bis in die neuere Zeit abgebaut wurde, seit mehreren Jahren aber zum Erliegen gekommen ist. Nach Gümbel [1]) wurde der Basalttuff, auf dem die Braunkohlenablagerung ruht, gegen 55 Meter (170 Fuss) tief durchbohrt. Darüber liegen blaugrauer Thon 0,15 Meter, schiefrig-thonige Kohle mit Schwefelkiesknollen 2,6 Meter, schiefrige Kohle 0,7 Meter, grüner Thon mit Ockerstreifen 0,35 Meter, grüngrauer Thon 0,3 Meter, Basalttuff 0,6 Meter, schwarzer Thon mit einem Kohlenschmitzchen 0,08 Meter, endlich grünlich- und röthlich-grauer Thon. Die Schichten fallen hier mit 6—20° nach SW. Nach Zinken [2]) wird die Kohlenablagerung durch den Eisgraben in eine nördliche und südliche

[1]) l. c. S. 66.
[2]) Physiographie etc. S. 516.

Hälfte getheilt. In dem nördlichen Theil der Ablagerung liegen unter 80 Fuss Basaltgerölle bis 28 Zoll Kohle, zum Theil aus einer harzreichen Schieferkohle, grösstentheils aber aus Lignit mit etwas Moorkohle bestehend.

Diese Angabe scheint mir nicht ganz richtig zu sein. Das Flötz fassen Hassenkamp und Zinken als das Produkt einer einmaligen Treibholzablagerung auf, auf welche später eine Torfvegetation entstand, und zwar soll die Bildung der Kohle nach der Ansicht des verdienten Rhönforschers zwischen zwei Basalteruptionen stattgefunden haben. Die Lagerungsverhältnisse entsprechen indessen der Ansicht in keiner Weise.

Die Braunkohlenablagerung wird von einem ungefähr 10 Meter mächtigen steil nach Westen fallenden Basaltgang (Nephelinitoïdbasalt) durchsetzt, dessen östliches Saalband am Wege sehr schön aufgeschlossen ist. Auffälliger Weise schiebt sich zwischen dem Basalt und den weissen Kalkschiefern ein Keil von Braunkohlenmulm und Lignit ein, auf den das Eruptivgestein keine Einwirkung ausgeübt hat. Ob dieses Vorkommen auf ein mechanisches Losreissen und Fortschieben der tieferen Schichten durch den durchbrechenden Basalt beruht, oder ob es in Zusammenhang mit einer Verwerfung steht, ist zunächst nicht zu entscheiden.

Westlich von dem Basalt ist auf eine längere Strecke der Aufschluss, namentlich durch Ueberrollung von Basaltblöcken mehr oder minder undeutlich. Zunächst folgen lockere, gelbe Tuffmassen, weiter oben gelbe und braune Tuffe, unterteuft von blauen, lettigen Schichten. Wahrscheinlich setzen Gänge von Plagioklasbasalt hindurch, doch gaben eine ganze Anzahl von Schliffen aus diesem Distrikt bisher kein sicheres Resultat.

Schon auf dem Plateau selbst, in das sich der Aschelbach tief eingefurcht hat, beobachtet man weiter einen 20 Meter mächtigen Basaltgang (Feldspathbasalt), der nach NNO. streicht. Dann entblösst der Graben zuoberst gelbe Tuffe, die eine sehr charakteristische Beschaffenheit zeigen. Sie bestehen aus Kugeln von meist einem halben Centimeter Durchmesser, die aus einer äusserst feinen und gleichmässigen, in Salzsäure theilweise löslichen Masse bestehen und durch eine ganz ähnliche Masse cementirt sind. In

den Kugeln ist keine Spur von irgend welcher concentrischen Schalung und radialer Faserung zu erkennen. Diese Kugeltuffe sind noch 1,3 Meter mächtig aufgeschlossen. Darunter folgt eine auffällig rothe Thonschicht 0,8 Meter, unterlagert von plattigen, gelben und weissen, kalkigen Letten, die noch 4 Meter anstehen. Die Schichtengruppe gleicht ausserordentlich der früher erwähnten über der Braunkohlenablagerung im Eisgraben, auch darin, dass sie wie jene Faltungen und Stauchungen zeigt, die im mitgetheilten Profil etwas übertrieben dargestellt sind. Der Analogie nach könnte man unter den Kalkletten ebenfalls Braunkohlenablagerungen erwarten, und in der That scheint die Existenz derselben durch früher vorgenommene Versuche nachgewiesen zu sein, wie Sandberger in seiner Abhandlung über die Braunkohlenformation der Rhön erwähnt. 1855 stand an der Eisbrücke [1]) ein Flötz noch 8 Fuss mächtig an.

Die Schichten schneiden, wie aus dem Profil ersichtlich ist, an einem Basaltgang von ungefähr 6 Meter Mächtigkeit ab (Nephelinitoïdbasalt), über den das Gebirgswasser in einem kleinen Wasserfall herabstürzt. Jenseits des Ganges stehen nochmals lockere Tuffe an, und als Unterlage des nahen schwarzen Moores ist mehrfach ein blauer Letten constatirt worden. Das Plateau ist mit zahlreichen Basaltblöcken bestreut, die aber nicht, wie es zunächst den Anschein hat, Ueberreste einer Basaltdecke sind, sondern von den Bewohnern der am Rande der Rhön liegenden Ortschaften zusammengetragen wurden, um die Flurgrenzen und die Wege damit zu bezeichnen. An mehreren Stellen der langen Rhön konnte ich Tuffablagerungen beobachten, so z. B. im Grunde des »Dürren Grabens«, ehe dieser die weimarische Grenze erreicht.

---

[1]) Vergl. den Inhaltsauszug der Sandberger'schen Arbeit im »Neuen Jahrbuch für Mineral., Geol. etc. 1880, S. 103«. Die Bezeichnung »Eisbrücke« wird übrigens für mehrere Lokalitäten in der Umgebung des Eisgrabens gebraucht, sodass mir zweifelhaft ist, wo sich das Flötz befunden haben soll. Die Versuche sollen bis gegen das »Braune Moor« (südöstliches Ende des schwarzen Moores) hinauf unternommen worden sein. Das »Braune Moor« liegt aber gar nicht am schwarzen, sondern fast um eine Stunde südlicher am Stürnberg, und ist das »Grosse Moor« der bayrischen Generalstabskarte von $^1/_{50000}$. Vielleicht ist das »Hausener Moor« gemeint.

Hier sind in Hohlwegen Palagonittuffe aufgeschlossen, am Ehrenberg am sogenannten Buchenstrauch ein Peperino ähnliches Gestein, das hier durch Steinbrucharbeit gewonnen wird.

Aus dem Aufschluss im Eisgraben geht mit Evidenz hervor, dass die Tertiärschichten der »Langen Rhön« keineswegs aus einem Wechsel von Tuffen und Basaltdecken zusammengesetzt sind. Die scheinbar sehr bedeutende Mächtigkeit der Ablagerungen (im Eisgraben über 130 Meter), sowie die Wiederholungen der Braunkohlenlager, deren Flora und Fauna sehr einheitlich ist, scheinen mir durch die Annahme von Verwerfungen, die ein treppenartiges Absetzen der Schichten bedingen, weit besser erklärt zu werden, als durch die Vermuthung, dass die untermiocänen Braunkohlen, die zur Zeit an sehr zahlreichen Punkten der »Langen Rhön« bekannt sind, am Rande des Plateaus in einer grossen Anzahl gleichzeitig bestehender, aber isolirter Sumpfbecken abgesetzt worden seien. Freilich ist darüber erst dann eine nach allen Seiten hin befriedigende Entscheidung möglich, wenn die Flora der Rhönbraunkohlen eine einheitliche Bearbeitung gefunden hat.

Noch deutlicher als im Eisgraben treten die Lagerungsverhältnisse der »Langen Rhön« in der Sondheimer Waldung und am Gangolfsberg zu Tage. In der ersteren stehen am Fahrweg bei 1375 Decimalfuss Meereshöhe Schaumkalk, bei 1475 Fuss Trochitenkalk und bis 1600 Fuss rechts vom Wege Nodosenschichten in horizontaler Stellung an. Dann folgen Tuffbildungen, die von Plagioklas- und Nephelinbasalten in Kuppen und nördlich streichenden Gängen durchbrochen werden. Sehr bemerkenswerth ist auch hier wieder eine grellrothe Thonschicht, die unter denselben Verhältnissen auftritt wie im Eisgraben und überhaupt als Orientirungsschicht innerhalb der Tuffablagerungen Bedeutung gewinnen dürfte. Ich beobachtete sie auch an der Frankenheim-Leubacher Strasse. Bei 1800 Fuss schneiden die Tuffe plötzlich an Nodosenschichten ab, die eine sehr auffällige Verbreitung zeigen. In ziemlich horizontaler Lagerung ziehen sie in gleichbleibender Breite von ungefähr 150 Schritten wie ein Riff in genau nördlicher Richtung nach dem Höhnwald hinein. Jenseits desselben folgen wiederum

Tuffe und später Basalte. In dem dicht dabei liegenden Dürren Graben ist die Contactstelle der Nodosenschichten mit den Tuffen entblösst. Unter den Nodosenschichten folgen Trochitenkalk und mittlerer Muschelkalk, die jenseitigen Tuffe lagern auf Nodosenschichten, wie das Profil Taf. XII, Fig. 2 zeigt. Hier liegen also augenscheinlich Störungen vor, die jünger sind als die Tuffablagerungen.

Der Gangolfsberg (Taf. XII, Fig. 3) besteht an seinem östlichen Hang aus Muschelkalkschichten bis zu den Nodosenschichten, die flach nach SW. einfallen. Sie werden von einem sehr mächtigen Gang Basalt, der in grossen Säulen abgesondert ist, Einschlüsse von Gneiss etc. enthält und merkwürdige Contactwirkungen auf sein Nebengestein [1]) ausgeübt hat, durchbrochen. Der Gang streicht, soweit meine Beobachtungen bisher reichen, nach NW. Westlich von dem Gang tritt der Bunte Sandstein zu Tage, auf dem nach einander die hangenden Schichten bis zu den Nodosenschichten folgen und westlich einfallen. Daran schliessen sich feine Tuffe 5 Meter, Basaltagglomerate 0,6 Meter, Basalt (Plagioklasbasalt) 0,4 Meter, feine Tuffe 0,3 Meter, grobe Conglomerate aus Basalten 1 Meter, geschichtete, sehr feinkörnige Tuffe, die wie die ganze Schichtenreihe auf dem Kopf stehen 0,6 Meter, Conglomerate aus Basalten, Kalkbrocken u. s. w. Peperino ähnlich 10 Meter, gelbe, lockere Tuffe 10 Meter, blasiger Basalt 1 Meter, halbglasige Tuffe 3,2 Meter, graue, lockere Tuffe 18 Meter, die z. Th. überrollt sind, dichter splitteriger Basalt (Plagioklasbasalt) und endlich mittlerer Muschelkalk, dessen Schichten nahezu horizontale Lagerung zeigen. Weiter aufwärts folgen wiederum Tuffe und Basaltdurchbrüche.

Dieses Profil ist besonders instructiv, weil es aufs deutlichste nachweist, dass hier die Basalteruption durch die Verwerfungsspalten erfolgt ist. Ferner geht aus der aufrechten Stellung der Tuffe hervor, dass dieselben sich offenbar auf secundärer Lagerstätte befinden. Sie sind kaum anders aufzufassen, als eine los-

---

[1]) Vergl. Basaltische Gesteine aus dem Grabfeld und der südöstlichen Rhön. Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883, S. 183—184.

gerissene Scholle, die in die Verwerfungsspalte hineingestürzt ist, dann später von Basalten durchbrochen wurde und dabei Contactwirkungen theilweise erfuhr.

Es ist mir sehr erfreulich, dass Herr v. KOENEN bei seinen Aufnahmen in der Rhön zu der Auffassung, die ich hier ausgesprochen habe, ebenfalls gekommen ist. In seinem sehr interessanten Aufsatz: »Ueber geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen [1])« erwähnt er, dass sich in einer ganzen Reihe von Fällen nachweisen lässt, dass nicht nur die oberoligocänen Sande, sondern auch die über ihnen folgenden Braunkohlenbildungen, und wo über diesen Basalttuffe folgen, auch diese wohl noch durch Spalten dislocirt worden sind. Nach ihm sind die Spalten im Allgemeinen gleichalterig mit den Basalten, soweit dieser Ausdruck bei einer so langen Zeitdauer, wie sie das Hervordringen der Basalte in Anspruch genommen hat, zulässig erscheint.

Herr v. KOENEN führt dann weiter aus [2]), dass die meisten und wichtigsten südöstlich-nordwestlich streichenden Spalten im nordwestlichen Deutschland der Hauptsache zur Miocänzeit entstanden sind, dass aber westlich vom Harze noch jüngere Dislocationen auftreten. Von diesen sind für mich von grösstem Interesse die parallel dem Harzrand, also nordsüdlich verlaufenden Spalten, deren Entstehung nach Herrn v. KOENEN durch einen Schub des Harzes gegen das rheinische Schiefergebirge hin zu erklären sind.

Die Existenz von nordsüdlichen Spalten neben südwestlichen und südöstlichen an der Ostseite der Rhön ist von mir im vorigen Jahrbuche, S. XLVIII, erwähnt worden. Zugleich machte ich auf das verschiedene Alter derselben aufmerksam. Die ältesten sind offenbar die beiden letzteren, die jüngsten die nordsüdlichen, deren Entstehung sich aber in der Rhön nicht mehr auf die Ursache zurückführen lassen dürfte, die Herr v. KOENEN für Nordwestdeutschland angegeben hat.

---

[1]) Jahrbuch d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt 1883, S. 194.
[2]) l. c. S. 194.

Bei meinen vorjährigen Aufnahmen an der »Langen Rhön« habe ich versucht, weitere Anhaltspunkte über die Altersbeziehungen der drei Dislocationsspalten zu gewinnen. Da indessen zur Zeit nur ein sehr kleiner Theil des Gebirges seinem geologischen Bau nach genau bekannt ist, so haben die Folgerungen, zu denen ich gekommen bin, zunächst keine allgemeine Bedeutung, und es ist nicht ausgeschlossen, dass mit fortschreitender Kenntniss manche derselben eine Berichtigung erfahren müssen. Alle Störungen, die ich bis jetzt in den Tertiärschichten kennen gelernt habe, haben nördliches Streichen, niemals nordwestliches. Und ganz analog verhalten sich die Basalte. Gewisse, durch ihre mineralogische Composition ausgezeichnete Basalte, die sicherlich zu den ältesten der Rhön gehören, treten am Ostrand des Gebirges in sehr mächtigen Gängen auf, die stets ein nordwestliches Streichen einhalten. Dahin gehört der mächtige Basaltgang, der die Sondheimer Waldung fast der ganzen Länge nach durchzieht und wie Aufschlüsse im Dürren Graben zeigen, in Säulen abgesondert ist; ferner der Gang des Gangolfsberges, des steinernen Hauses u. s. w. Ich kann hier nicht unterlassen zu bemerken, dass diese mächtigen Gänge unter Verhältnissen endigen, die ich mir zunächst nicht anders als durch das Auftreten von Nordsüdspalten entstanden vorstellen kann. Freilich ist es bei der Oberflächenbeschaffenheit und den ungemein zahlreichen Basaltdurchbrüchen sehr schwierig, darüber ganz sichere Resultate zu gewinnen.

Die jüngeren Basalte dagegen, die die Tuffe und Braunkohlenablagerungen durchsetzen, zeigen vorherrschend nordsüdliches Streichen, wenn sie in Gangform auftreten.

Ich schliesse daran eine kurze Uebersicht über die Basalte des besprochenen Gebiets.

1. Hüppberg, Kuppe östlich vom Dorf Ginolfs, vor der »Langen Rhön«. Plagioklasbasalt mit grünlich-grauer, körnig entglaster, sehr spärlicher Grundmasse und vereinzelten Nephelindurchschnitten.

Die nächste Aussenkuppe ist der Heppberg, dessen Basalt von mir im vorigen Jahrbuche als Limburgit des zweiten Typus, conform Boricky's Nephelinitoïdbasalt bezeichnet worden ist. Die

erstere Bezeichnung ziehe ich zurück, da sie nicht zutreffend ist. Der Basalt ist rundweg als Nephelinbasalt zu benennen. Denn in der reichlich vorhandenen Grundsubstanz, die sich optisch genau wie Nephelinkrystalle in verschiedenem Durchschnitt verhält, habe ich mehrfach die Zusammensetzung von Krystalldurchschnitten erkennen können, die diesem Mineral entsprechen.

Des Zusammenhanges wegen führe ich hier nochmals den Basalt des nahen Lahrberges als Plagioklasbasalt an. Eine Glasbasis ist in dem Gestein nicht zu erkennen.

2. Rothberg. Das Gestein des Berges, der sich südlich vom Dorfe Roth erhebt, ist nicht Nephelinitoïdbasalt, wie ich im vorigen Jahrbuch angegeben. Aus einer aus winzigen Plagioklasleisten, Augitprismen und Magnetitkörnern zusammengesetzten Grundmasse treten grosse Hornblende- und Augitkrystalle, ausserdem Olivine porphyrisch hervor. Nephelin scheint dem Gestein durchaus zu fehlen.

3. Stettner Höhe, erhebt sich zwischen Stetten und Hausen zu einem kleinen, isolirten Plateau. Der Basalt ist dem des Heppberg durchaus ähnlich, die Zusammensetzung des sogenannten Nephelinitoïds aus Nephelinkrystallen, deren sechseckige und viereckige Durchschnitte auch isolirt im Gestein erscheinen, ist in diesem noch deutlicher als in jenem.

4. Hillenberg. Schliffe von der Kuppe des Berges, sowie von Gängen, die nördlich der Kuppe Tuffmassen durchsetzen, zeigen vollständige Uebereinstimmung in der Zusammensetzung. Sie sind Nephelin führende Plagioklasbasalte, in denen eine bräunliche, trichitisch entglaste Grundmasse mehr oder minder reichlich auftritt. Dazu gehört auch das im vorigen Jahr beschriebene Gestein vom Fuss des Berges. Die daselbst erwähnten Zeolithmandeln entstammen nicht dem Nephelin, sondern der bräunlichen Grundmasse. Bemerkenswerth ist die Winzigkeit der Plagioklasleisten bei allen hierher gehörigen Gesteinen.

5. Eisgraben. Der unterste Gang besteht aus Plagioklasbasalt, der sich von dem des Hillenberg nur dadurch unterscheidet, dass in grösseren und grossen Einsprenglingen ausschliesslich Olivin auftritt.

Plagioklasbasalte sind ferner die basaltischen Gesteine der Conglomerate, in denen die Plagioklasleisten weit zahlreicher und grösser erscheinen als in den vorher erwähnten Gesteinen, und des vorletzten Ganges auf der Höhe der »Langen Rhön«.

Alle übrigen der aufgeführten Basalte des Eisgrabens sind Nephelinbasalte, bei denen der Nephelin sowohl in isolirten, wohl charakterisirten Krystalldurchschnitten als in der Form des Nephelinitoïds vorkommt.

6. Rothküppel. Das Gestein der Rothküppel ist, wie schon im vorigen Jahrbuche erwähnt, Nephelinitoïdbasalt. Ich erwähne den Rothküppel nochmals wegen der Orientirung der folgenden Basaltvorkommnisse. Er liegt westlich vom Rothberg, östlich schliessen sich das Reupers und der Höhn an, wie in dem Situationsplan Taf. XII, Fig. 4 angegeben ist.

Der Gang östlich vom Rothküppel ist ein Nephelinbasalt, der an Schönheit alle mir bekannte Rhönbasalte übertrifft. Am meisten, auch in Handstücken, gleicht er dem Nephelindolerit, den mein Freund Bornemann an der Stopfelskuppe aufgefunden und beschrieben hat[1]). Durch die Güte desselben hatte ich Gelegenheit, die beiden Basaltvorkommnisse zu vergleichen. Der erste, mächtige Gang westlich vom Rothküppel, dessen Fortsetzung noch nicht genau aufgenommen werden konnte, ist ein Feldspathbasalt. In einer graugrünen Grundmasse liegen winzige Plagioklasleisten, Augitprismen und Magnetitkörner eingebettet; aus dem Gemenge treten grosse Augitkrystalle und Olivine porphyrisch hervor. Nephelin scheint zu fehlen.

Der nächste schmale Gang, dessen Gestein stark verwittert ist, besteht aus einem Plagioklasdolerit.[2]) Dasselbe Gestein, aber

---

[1]) Jahrbuch d. Königl. preuss. Landesanstalt 1882, S. 153. Der Nephelindolerit aus der Umgebung der Rothküppel unterscheidet sich von dem der Stopfelskuppe durch das Auftreten von Olivin, der dem letzteren gänzlich fehlt. Die graulichgrüne Grundmasse ist grossentheils in Zeolithe umgewandelt.

[2]) In dem Plagioklasdolerit erscheint eine durch massenhafte Ausscheidung von schwarzen Körnern und Trichiten getrübte Glassubstanz. Die Entglasungsprodukte, die nach dem Verhalten in Säure zu urtheilen, sicherlich Magneteisen sind, häufen sich vielfach zu langen Stäben, die parallel unter einander das Gesichtsfeld durchschneiden, oder zu moos- und farrenkrautähnlichen Gebilden,

in ganz frischem Zustande, bildet einen Gang am Beginn der Höhe, dessen Basaltmasse ausserdem aus Nephelinitoïdbasalt besteht.

Entlang der weimarischen Grenze in nordsüdlicher Richtung durchsetzt ein Gang den Dürren Graben. Das Gestein löst sich im Dünnschliffe u. d. M. auf in eine isotrope Grundmasse, in der spärlich Nephelinkrystalle, sehr häufig Augitsäulchen und Magnetitkörner liegen, und Olivin in vielfach wohl umgrenzten Krystallumrissen erscheint.

Die Zusammenstellung der aufgeführten Basalte zeigt recht deutlich, wie ungemein verschiedene basaltische Gesteine sich auf einem kleinen Terrain zusammendrängen können.

7. Vorderer Gangolfsberg. Das Gestein von dem vorderen Gange des Gangolfsberges und des langen und mächtigen Ganges in der Sondheimer Waldung ist, wie bereits erwähnt, völlig identisch. Häufig enthält es bis einen Centimeter grosse Augit-, aber auch Hornblendekrystalle eingesprengt. Das mikroskopische Bild zeigt eine reichlich vorhandene, schmutzig-weisse, globulitisch und trichitisch entglaste Grundmasse, die nur bei sehr dünnem Schliff deutlich hervortritt, ferner eine Gemenge von winzigen Plagioklasleisten, Augitprismen und Magnetitkörnern, und endlich grosse, häufig zerbrochene und abgeschmolzene Augit-, Hornblende- und Olivinkrystalle, zu denen zuweilen sehr grosse Nepheline mit Einschlüssen der Grundmasse hinzutreten. Die Verbreitung des Nephelin in dem Gestein dürfte eine grössere sein, als man nach der mikroskopischen Untersuchung annehmen kann, denn Schliffe, die auf Zeolith untersucht und frei befunden waren, gelatinirten bei Behandlung mit Salzsäure unter Abscheidung von Chlornatriumkrystallen. Ich habe schon im vorigen Jahrbuche darauf aufmerksam gemacht, dass der hohe Alkaligehalt des durch Salzsäure zersetzbaren Theiles des Basaltes vom steiner-

---

die häufig die Plagioklase umranden. Dass Trichitgebilde dieser Art als selbstständige Ausscheidungsprodukte ohne Glasmagma auftreten können, wie das hier der Fall ist, erwähnt schon Boricky von dem Basalt von St. Ivan (Petrogr. Studien, S. 38). Als Verwitterungsprodukt tritt im Schliff blutrothes Eisenoxyd in traubigen, halbkugligen und nierenförmigen Formen und Augen auf, deren Mitte meist mit Kalkspath ausgekleidet ist.

nen Hause, der zu dieser Gruppe gehört, auf das Vorhandensein von Nephelin hinweist[1]). Der Basalt gehört dem entsprechend zu den Basaniten Bücking's; auf das Vorkommen von Hornblende ist meines Erachtens nach ein besonderes Gewicht zu legen.

7. Hinterer Gangolfsberg. Der unterste der Basaltgänge, der 0,4 Meter mächtig die Tuffe und Conglomerate am hinteren Gangolfsberg durchsetzt, besteht aus einem tiefschwarzen, dichten Gestein. U. d. M. beobachtet man eine ziemlich spärlich vorhandene Glasbasis, in der überwiegend Plagioklasleisten und Magnetitkörner, sehr vereinzelt Augitprismen liegen, während der Olivin in grösseren, fast immer serpentinisirten Einsprenglingen auftritt. Die grünlichgraue Glasbasis ist in Salzsäure zersetzbar.

Die anderen, früher erwähnten Basalte der Lokalität geben nur bei äusserster Dünne des Schliffes brauchbare Präparate. Auch sie besitzen eine grünlichgraue Grundmasse, die aber wegen der zahllosen eingesprengten Magnetitkörnchen kaum erkennbar ist. Fast die Hälfte des Gesteins wird durch Plagioklasleisten gebildet, der Augit tritt wie in dem vorigen Gestein auffällig zurück, der Olivin erscheint dagegen ziemlich häufig in grösseren Krystallfragmenten. In manchem Schliff beobachtet man schon mit blossem Auge eine Durchsetzung der Gesteinsmasse durch gerade, parallel unter einander verlaufende schwarze Linien. U. d. M. zeigen dieselben eine recht auffällige Zusammensetzung. Bald scheinen es lediglich Anhäufungen von Magnetitkörnern in einer Richtung zu sein, die die Schwärzung hervorrufen, bald durchzieht eine schwarze oder graue und bei grosser Dünne des Schliffes schmutzig-weisse Substanz als schmales Band das Gestein, bald lösen sich die schwarzen Linien in eine Perlschnur ähnliche Anreihung eigenthümlich construirter sekundärer Mineralproducte auf. Entweder legen sich um einen halbkreisförmigen schwarzen Kern auf der gekrümmten Seite concentrische Lagen einer hellen Mineralsubstanz, die meistens Kalkspath ist, und einer schwarzen; oder der Kern ist von Kalkspath ausge-

---

[1]) l. c. S. 185.

kleidet, und um den Bogen schliesst sich ein schwarzer Hof. Derartige sekundäre Producte finden sich ausserhalb der schwarzen Linien auch zerstreut in dem anderen Gesteinsgemenge. Woraus die schwarze oder graue Masse besteht, bleibt vorläufig dahingestellt.

Das Gestein braust beim Betupfen mit Salzsäure und löst sich darin unter Abscheidung von Kieselpulver zum grössten Theil auf. Leider fehlt mir zur Zeit das Material zur weiteren Untersuchung.

8. Strutberg. Der Strutberg wird von dem Gangolfsberg durch den Elzbachgrund geschieden. Auf seiner Höhe liegt das steinerne Haus. Basalte westlich von demselben erweisen sich als Plagioklasbasalte mit einer schmutzig-weissen Glasbasis.

9. Querenberg. Der Berg bildet eine flache Erhöhung westlich des schwarzen Moores. Der Basalt von der Kuppe (774,4 Meter) ist Nephelinitoïdbasalt.

10. Birxer Strassenkreuzung. Das Gestein bildet einen Gang, der über der Birxer Mühle die Strasse von Seiferts nach Birx durchquert. U. d. M. beobachtet man in einem spärlichen Magma Mikrolithen von Plagioklas, Augit und Magnetit, aus welchem Gemenge grosse Plagioklasleisten, Augite und Olivine porphyrartig hervortreten. Ein Schliff zeigt ausserdem einen grossen Sanidin mit abgeschmolzenen Kanten.

11. Schafstein. Der Basalt des nahezu kreisrunden Berges westlich von Wüstensachsen ist ein typischer, hornblendefreier Basanit.

12. Der Ehrenberg erhebt sich nördlich vom Schafstein. Der Basalt gehört zu den Plagioklasbasalten.

13. Wasserkuppe. Basalte, die von der Wasserkuppe zwischen Schafstein und der Kuppe entnommen waren, zeigen u. d. M. Nephelin in unbestimmten Umrissen (Nephelinitoïd) und seltener in deutlichen Krystallen, eine reiche Menge von Magnetitkörnern, während Augit und Olivin etwas zurücktreten.

14. Lerchenküppel. Das Gestein des Lerchenküppels, westlich der Wasserkuppe nach dem Pferdskopf zu, gehört zu den hornblendefreien Basaniten Bücking's.

Nach den bisherigen Untersuchungen treten also in der »Langen Rhön« Nephelinbasalte inclusive der Nephelinitoïdbasalte, Plagioklasbasalte und Basanite auf. Zu den von mir erwähnten Nephelinbasalten tritt noch der von Singer [1]) beschriebene Basalt vom Bauersberg hinzu. Dagegen fehlen der »Langen Rhön« die olivinfreien Nephelinbasalte, die Nephelinite Rosenbusch's, ferner die Tephrite, Augitandesite und die Limburgite des ersten Typus (dunkele Magmabasalte). Was die hellen Limburgite anbetrifft, so scheint mir der Unterschied zwischen diesen und den Nephelinitoïdbasalten in vielen Fällen sehr elastisch zu sein. Ausserdem scheinen in der »Langen Rhön« Phonolithe und Leucit führende Basalte [2]) nicht vertreten zu sein. Sie tritt dadurch in einen gewissen Gegensatz zu der kuppenreichen und der nördlichen Rhön, aus der Bücking [3]) Tephrite, Augitandesite nebst Plagioklasbasalten, Basaniten und Nephelinbasalten, Sommerlad [4]) Hornblendebasalte, die als Unterabtheilung der Feldspathbasalte angesehen werden, beschrieben haben, während früher schon Möhl [5]) und Zirkel [6]) die mikroskopische Beschaffenheit mancher Phonolithe aus der kuppenreichen Rhön angaben. Nephelinit scheint bis jetzt nur von der Stopfelskuppe [7]) bekannt zu sein, Melilith ist aus der Rhön bisher nirgends bekannt geworden.

Ueber die gegenseitigen Altersbeziehungen der Eruptivgesteine der Rhön ergeben sich nach den vorher gehenden Bemerkungen gewisse, zwar nicht absolut sichere, aber doch sehr wahrscheinliche Resultate.

Nach Sandberger [8]), der die Ansichten der älteren Rhönforscher Gutberlet und Hassenkamp vertritt, ist das älteste

---

1) Beiträge zur Kenntniss der am Bauersberg bei Bischofsheim in der Rhön vorkommenden Sulfate.

2) Leucit erwähnt Petzold in der Zeitschr. für Naturw. 1883, S. 155 vom schwarzem Hauck und dem Fuss des Ebersberges.

3) Ueber Augitandesite in der südl. Rhön etc., Tschermak's min. u. petr. M. 1878, — Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1880, 149—189; 1881, 604—606.

4) Neues Jahrbuch, II. Beilageband, 1882, 139—185.

5) Neues Jahrbuch, 1874, 38—39.

6) Mikroskop. Beschaffenh. d. M. u. Gest. 1873, 387—394.

7) Bornemann, Bemerkungen über einige Basaltgest. etc., Jahrbuch d. preuss. Landesanstalt 1882, 149—157.

8) Zur Naturgeschichte der Rhön 1881, S. 24—27.

Eruptivgestein der Milseburgphonolith, der an der Milseburg, Teufelstein, Maulkuppe, Steinwand u. s. w. auftritt. Dann folgen tiefschwarze, porphyrartige Basalte mit grossen Hornblende- und Augitkrystallen, die niemals grössere Kuppen oder Decken bilden, aber in kleineren Ausbrüchen in der kuppenreichen Rhön von Rasdorf bis Gersfeld auftreten. Diese Ansicht theilt auch SOMMERLAD[1]) bezüglich seines Hornblendebasaltes: »Die Hornblendebasalte bilden auf der Rhön, wo sie am weitesten verbreitet zu sein scheinen, nie hohe Kuppen. Sie sind, wie sich dies wenigstens für die Rhön und den Vogelberg nachweisen lässt, älteren Ursprungs als die hornblendefreien Basalte«.

Der ältere Basalt durchbricht nach SANDBERGER zwischen Stellberg und Maulkuppe den Milseburgphonolith und kommt als Einschluss in den Tuffen des jüngeren Phonoliths von trachytischem Habitus vor. Gleichalterig mit diesem Basalt ist der glimmerführende Buchonit.

Der jüngere, trachytische Phonolith kommt überwiegend in der kuppenreichen Rhön vor.

Der jüngste, dichte Basalt ist nach den organischen Einschlüssen seiner Tuffe und den mit diesen wechselnden Braunkohlenlagern sicherlich untermiocän. Zu ihnen gehören gewisse Basalte der »Langen Rhön«.

Nach BÜCKING[2]) sind in der Rhön vulkanische Gesteine vorhanden, die älter sind als die Braunkohlenablagerungen, die der Zone des Blättersandsteins entsprechen, und solche und zwar der grösste Theil der Eruptivgesteine, welche der Zeit nach Ablagerung dieser Braunkohlenschichten angehören. So sind u. A. jünger als die Braunkohlen die Augitandesite des Breitfirst, welche Nephelinbasalt und mit letzterem zugleich Basalttuffe und Conglomerate überlagern.

Am Schlusse meiner vorjährigen Notizen[3]) über Rhönbasalte wies ich auf die Analogie hin, welche in dem Auftreten von Nephelinitoïdbasalten am Südostrand der Rhön und dem Vor-

[1]) a. a. O., S. 184.
[2]) Jahrbuch d. K. preuss. Landesanst. für 1880, S. 158.
[3]) Jahrbuch d. K. preuss. Landesanst. für 1883, S. 186.

kommen von ebensolchen in der äussersten Peripherialzone des Hauptzuges böhmischer Basalte besteht, die nach Boricky zu den ältesten Basaltgebilden gehören. Den Schluss, der in dieser Angabe liegt, muss ich jetzt als irrthümlich bezeichnen, denn die Nephelin- und Nephelinitoïdbasalte der »Langen Rhön« sind nach ihrem Auftreten ganz bestimmt zu den jüngsten Basalten zu rechnen, da sie ganz evident die jüngeren Braunkohlenbildungen und die mit denselben wechselnden Tuffe gangförmig durchsetzen. Dazu gehören ferner die Plagioklasbasalte und Basanite.

Welches sind aber die Basalte, die die mit den Braunkohlenablagerungen in Verbindung stehenden Tuffe bei der Eruption geliefert haben? Mehrfach wird von diesen Tuffen, die man die älteren nennen kann, berichtet, dass sie reich an grossen Augit- und Hornblendekrystallen sind, ebenso führen die mit diesen Tuffen verbundenen basaltischen Conglomerate dieselben Mineralien und sind, so viele ich bis jetzt untersucht, feldspathhaltig.

Das deutet entschieden auf jene Plagioklasbasalte und Basanite, die sich durch den Gehalt an grossen Augiten und Hornblenden auszeichnen, und die bisher niemals als die Braunkohlenbildungen durchsetzend aufgefunden worden sind. Sie finden sich auf beiden Seiten des Gebirges, am Ostrand dadurch ausgezeichnet, dass sie, wenn sie gangförmig erscheinen, vorwaltend in nordwestlich-südöstlicher Richtung streichen.

In wiefern die fortgesetzten Untersuchungen diese Ansichten bestätigen oder verändern werden, steht dahin. Jedenfalls dürfte es ziemlich sicher sein, dass die »Lange Rhön« nicht einfach in der Weise entstanden ist, dass Kuppen in gewissen Richtungen der Eruptionsspalten sich an einander schlossen und die Zwischenräume durch Tuffmassen ausgefüllt worden sind, sondern dass der Aufbau auch der Tertiärgebilde in Beziehung steht zu allgemeinen Bewegungen der Erdkruste.

Es ist sicherlich kein Zufall, dass die ausserordentlich zahlreichen Eruptionen von tertiären Eruptivgesteinen gerade an den Kreuzungsstellen zweier, sehr weit verbreiteter Spaltensysteme, eines nordöstlichen und nordwestlichen, eingetreten sind. Der Causalnexus ist um so weniger zu verkennen, als die Eruptionen

diese Spalten z. Th. benutzt haben. Ein solcher ursächlicher Zusammenhang scheint auch zwischen gewissen, jüngern Basalten der Rhön und einem dritten nordsüdlichen Spaltensystem, das jünger als die beiden ersten ist, zu bestehen.

Welche Ursache die nordsüdlichen Spalten hervorgerufen hat, ist noch ganz unklar, fast möchte man aber glauben, sie seien die Wirkungen eines Nachsinkens des fränkisch-schwäbischen Senkungsfeldes.

Mein hochverehrter Lehrer Professor SUESS hat in seinem klassischen Werk »das Antlitz der Erde« in höchst anschaulicher Weise die Gebirgsbildung auseinandergesetzt. Ist der Thüringer Wald am Rand des fränkisch-schwäbischen Senkungsfeldes ein Horst, so ist die nahe, fast gleich hohe Rhön inmitten derselben ein reines Erosionsgebirge, das in demselben Verhältniss zu andern benachbarten Gebirgen steht, wie jede Basaltkuppe zu seiner Umgebung. Von einer Hebung durch die vulkanischen Gebilde ist in der Rhön nichts zu bemerken.

Meiningen, im April 1885.

Die Süsswasser-Fauna und Süsswasser-Diatomeen-Flora im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow.

Von Herrn **F. Wahnschaffe** in Berlin.

In einer brieflichen Mittheilung[1]) im Jahrbuche der Königlich preussischen geologischen Landesanstalt für 1882 hatte ich bereits über das Vorkommen von Süsswasserconchylien im Unteren Diluvium der Rathenower Gegend berichtet. Nachdem nun die von mir in jenem Gebiete ausgeführten geologischen Aufnahmearbeiten weitere Beiträge zur Kenntniss jener Vorkommnisse geliefert haben, sollen die Resultate dieser Untersuchungen im Zusammenhange hier mitgetheilt werden. Es dürfte sich dabei empfehlen, die verschiedenen Fundorte nach einander zu besprechen. Dieselben vertheilen sich auf die Messtischblätter Rathenow (Weinberg bei Rathenow, Sandgrube und Mergelgrube bei Ferchesar, Rollberg bei Rathenow), Haage (Eisenbahneinschnitt, Mühlenberg und Thongrube bei Nennhausen, Mergelgrube bei Kotzen, Weinberg bei Möthlow, Mergelgrube bei Braedikow, Grube bei Pessin), Bamme (Sandgrube bei Bamme, Galgenberg südwestlich von Nennhausen), Garlitz (Sandgrube bei Barnewitz) und Tremmen (Kossäthenberg bei Tremmen). Die genannten Blätter gehören dem Westhavellande an, dessen Oberflächengestalt sich dadurch auszeichnet, dass

---

[1]) Ueber das Vorkommen einer Süsswasserfauna im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow u. s. w. S. 436—439.

sich das Diluvium inselartig aus oft weit ausgedehnten Niederungen erhebt. Das obere Diluvium tritt in zusammenhängender Decke meist nur im Osten auf den grösseren Plateaus auf, während die kleineren mehr vereinzelt liegenden Diluvialinseln gewöhnlich nur aus Ablagerungen des unteren Diluviums bestehen, weil die oberdiluvialen wahrscheinlich durch die Fluthen, aus deren Einwirkung die sich vielfach verzweigenden Thalniederungen hervorgingen, denudirt worden sind.

A. Die Fundorte der fossilen Süsswasser-Fauna.

1. Der Weinberg bei Rathenow.

Die soeben erwähnte briefliche Mittheilung hat bereits eine nähere Beschreibung des geologischen Aufbaues der dort auftretenden Diluvialablagerungen und eine Aufzählung der darin vorkommenden Conchylien gegeben, sodass ich in Betreff dieses Aufschlusses darauf verweisen kann und hier nur der Vollständigkeit halber das Hauptsächlichste wiederholen will.

Der Rathenower Weinberg bildet eine kleine, rings von weitausgedehnten Niederungen umgebene Diluvialinsel, welche eine ungefähr von Nord nach Süd gerichtete Längsaxe besitzt und sich 22,3 Meter über die Thalfläche erhebt. Der Hauptsache nach besteht derselbe aus Unterem Diluvialsande, der sowohl an der Ostseite als auch in dem an der Südspitze befindlichen Eisenbahneinschnitte aufgeschlossen ist.

In einer von Ost nach West gerichteten Einsattelung des Berges ist der Untere Diluvialmergel durch zwei tiefe Gruben aufgeschlossen. Derselbe keilt sich nach Osten zu in der am Ostabhange des Berges gelegenen Sandgrube aus, erreicht dagegen in den Mergelgruben eine Mächtigkeit bis zu 7 Meter. Lokal zeigt der Geschiebemergel Einlagerungen von roststreifigen Sanden mit feinen Thonzwischenlagerungen von 2—3 Decimeter Mächtigkeit. Die aus dem Geschiebemergel stammenden Geschiebe bestehen etwa zu 90 pCt. aus krystallinischen Gesteinen und Sandsteinen. Es fanden sich cambrische *Scolithus*-Sandsteine, obersilurische Beyrichienkalke und Schiefer mit *Monograptus priodon*

Bronn. Ein Augengneiss hatte eine Grösse von 12 Decimeter Längs- und 11 Decimeter Querdurchmesser.

Der Geschiebemergel enthält folgende Süsswasserconchylien:

Valvata piscinalis Müll. var. *antiqua* Morris (= *Valvata contorta* Menke, non Müller).
Bythinia tentaculata L.
Sphaerium solidum Normand
Pisidium amnicum Müll.
» wahrscheinlich *nitidum* Jenyns
Unio spec. (in kleinen Bruchstücken).

Die Schalreste befinden sich hier nicht auf primärer Lagerstätte, sondern sind wahrscheinlich bei dem Vorrücken des Inlandeises aus dem Untergrunde in die Grundmoräne eingebettet worden.

2. Der Eisenbahneinschnitt bei Nennhausen.

Westlich von der Station Nennhausen durchschneidet die Lehrter Eisenbahn den südlichen Zipfel der zwischen Nennhausen, Kotzen, Ferchesar und Stechow sich ausdehnenden Diluvialhochfläche. Dieser vorspringende Theil erstreckt sich in südwestlicher Richtung und findet in dem hart am Ostufer des Gräninger Sees gelegenen Galgenberge seinen Abschluss. Im östlichen Theile des 700 Meter langen Eisenbahnaufschlusses tritt ein gelblicher, dem Unteren Diluvium zugehöriger Geschiebemergel zu Tage, welcher dort eine Mächtigkeit von 5—6 Meter besitzt, sich aber weiter nach Westen zu auskeilt. In diesem Mergel fand ich an einer Stelle ein Bruchstück der *Paludina diluviana* Kunth. Ueberlagert wird der Mergel von einer 1—1,5 Meter mächtigen Schicht Sandes, welcher, wie durch Bohrungen festgestellt wurde, nach Norden zu mächtiger wird und dem Unteren Diluvium zugerechnet werden muss. Das Liegende des Mergels wird ebenfalls von Sanden des Unteren Diluviums gebildet. Dieselben treten überall in dem Aufschlusse hervor und bieten im westlichen Theile desselben, wo sie etwas gröber ausgebildet sind, eine Fundstelle sehr zahlreicher Conchylienschalen, von denen ich folgende Arten bestimmte:

Valvata piscinalis MÜLL. var. *antiqua* MORRIS	290
Bythinia tentaculata L.	29
» » L. var. *producta* MENKE	4
Paludina diluviana KUNTH	2
Limnaea auricularia L.	14
Planorbis marginatus DRAP.	6
Sphaerium solidum NORMAND	48
» *riviculum* LEACH.	1
Pisidium amnicum MÜLL.	45
» *nitidum* JENYNS	7
Unio sp.	Bruchstücke.

Die beigefügten Zahlen geben die Anzahl der gesammelten Exemplare an, doch darf aus dem Verhältniss derselben nur annähernd auf die Menge der früher dort zusammenlebenden Conchylien geschlossen werden, da natürlicher Weise die dickschaligen Conchylien sich besser erhalten mussten, als die dünnschaligen. Der Umstand, dass so zarte Schalen wie *Limnaea auricularia* und *Planorbis marginatus* hier in gut erhaltenen Exemplaren vorkommen, sowie überhaupt der Reichthum an Schalen scheint mir zu beweisen, dass die Conchylien hier auf primärer Lagerstätte sich finden oder nur einen kurzen Transport erlitten haben können.

3. Der Galgenberg südwestlich von Nennhausen.

Zur Anlage der Nennhauser Moordammculturen ist der Sand, welcher den bereits erwähnten Galgenberg bildet, theilweise zur Aufbringung auf die Moorerde verwerthet worden. In Folge dessen ist an der Ost- und Süd-Seite des Berges ein grosser Aufschluss entstanden, welcher eine Untersuchung der dortigen Diluvialablagerungen ermöglichte. Der Aufschluss an der Ostseite war 35 Meter lang und zeigte nach Norden zu feinkörnigen, horizontalgeschichteten Unteren Diluvialsand. In der Mitte des Profiles fand sich eine Bank von weissgelbem Mergelsand mit zahlreichen Glimmerblättchen und hohem Kalkgehalt. Die Lagerung dieser Bank war eine mehrfach gewundene und gestörte. Darüber fand sich ein mehr oder weniger grober Sand und Grand,

in welchem ich einige Kieselschiefergerölle fand und welcher die nachstehenden Conchylienschalen enthielt:

Valvata piscinalis Müll. var. *antiqua* Morris
Paludina diluviana L.
Limnaea auricularia L.
Pisidium amnicum Müll.

In dem Aufschlusse an der südsüdwestlichen Seite des Galgenberges treten an dem ganzen circa 10 Meter hohen Abstiche verschiedentlich im Unteren Diluvialsande kleine, durch Thonbrocken verkittete Grandbänke von sehr unregelmässiger, gestörter Lagerung auf, welche meist sehr reich an den ebengenannten Conchylienschalen sind. Das ganze Vorkommen macht hier den Eindruck, als ob die thonigen Schichten, in welchen die Schalen ursprünglich zur Ablagerung gelangten, durch starkströmende Wasser zerstört und in den Grand eingebettet wurden.

4. Sandgrube bei Bamme.

Am Westrande der sich zwischen Bamme und Graeningen ausdehnenden, 2,7 Kilometer breiten Diluvialinsel erhebt sich das Terrain in dem hart an der Ostseite des Dorfes Bamme gelegenen Mühlenberge bis zu 48,7 Meter über der Ostsee oder 21,2 Meter über der im Westen und Norden sich ausbreitenden, jungalluvialen Niederung. Diese Erhebung wird ausschliesslich aus Unterem Diluvialsande gebildet, welcher hier in mehreren, am Rande der Hochfläche gelegenen Gruben aufgeschlossen ist. Die bedeutendste derselben befindet sich südlich von der auf dem Gipfel des Mühlenberges gelegenen Windmühle. Der Untere Sand, welcher hier bis zur Oberfläche eine deutliche im Allgemeinen horizontale Schichtung mit Driftstructur besitzt, ist bis auf 6 Meter Tiefe aufgeschlossen. Der Sand ist im Grossen und Ganzen als mittel- bis feinkörnig zu bezeichnen, besitzt jedoch einzelne Lagen, in denen sich Gerölle bis zu Faustgrösse finden. In diesen gröberen Partien und zwar nur in der tiefsten Stelle der Grube fand ich die nachstehenden Conchylienschalen, welche allerdings nicht sehr zahlreich vorhanden waren, sich jedoch bei jedem wiederholten Besuch der Grube wieder auffinden liessen:

Valvata piscinalis Müll. var. *antiqua* Morris
Paludina diluviana Kunth
Pisidium amnicum Müll.
Sphaerium solidum Normand
Unio spec. (Bruchstücke).

Wenn in der nördlich von der Mühle gelegenen Sandgrube, sowie in derjenigen bei Graeningen bisher keine Conchylienschalen gefunden wurden, so liegt dies wohl nur daran, dass diese Aufschlüsse nicht die Tiefe der Bammer Grube erreichen, denn in den oberen Lagen des Sandes sind in Folge der durch die Tagewässer stattfindenden Entkalkung auch die Schalen aufgelöst worden.

5. Sandgrube bei Ferchesar.

Am Nordrande der tiefen Einsenkung, welche sich als die östliche Fortsetzung des Ferchesarer Sees zwischen der Bauernhaide und der Ferchesarer Feldmark hinzieht, ist der Untere Diluvialsand durch eine tiefe Grube aufgeschlossen. Die in derselben sehr vereinzelt vorkommenden Schalen gehörten sämmtlich der *Valvata piscinalis* Müll. var. *antiqua* Morris an.

6. Mergelgrube bei Ferchesar.

Zwischen Ferchesar und Kotzen tritt der Untere Diluvialmergel in ziemlich ausgedehnter Fläche zu Tage. In einer am Wege zwischen den genannten Ortschaften befindlichen Lehmgrube, in deren Sohle der intacte Mergel gerade noch erreicht wurde, fand sich in letzterem eine Klappe von *Pisidium amnicum* Müll.

7. Mergelgrube bei Kotzen.

Am Westrande des Nennhausen-Kotzener Diluvialplateaus tritt an der Stelle, wo der beide Ortschaften verbindende Communicationsweg die Forst verlässt, der Untere Diluvialmergel unter dem darüber liegenden Unteren Diluvialsande hervor. In der südlich von diesem Wege gelegenen Grube sind dem Unteren Geschiebemergel kleine, oft nur wenige Centimeter mächtige Sandbänkchen eingelagert, welche aus dem Liegenden bei Ablagerung der Grundmoräne aufgenommen zu sein scheinen. Diese

meist nur als Schmitzen auftretenden Bänkchen waren ziemlich reich an Schalresten, von denen sich folgende bestimmen liessen:

Valvata piscinalis Müll. var. *antiqua* Morris
Paludina diluviana Kunth
Sphaerium solidum Normand
Pisidium nitidum Jenyns
Unio sp.

8. Mühlenberg bei Nennhausen.

Der nordöstlich von Nennhausen gelegene Mühlenberg wird durch Unteren Diluvialsand gebildet, welchem mehr oder weniger grosse Nester von Grand eingelagert sind. Diese enthielten wohl erhaltene Exemplare der *Paludina diluviana* Kunth.

9. Weinberg bei Möthlow.

Derselbe bildet eine kleine, unmittelbar am Plateaurande westlich vom Dorfe Möthlow gelegene, isolirte Diluvialerhebung. Er besteht aus Unterem Diluvialsande, welcher in einem an der Nordwestseite des Berges befindlichen Abstiche sichtbar ist. Diesem Sande ist eine Bank feingeschichteten Diluvialthones eingelagert, welche den ganzen Berg in schräger Richtung durchsetzt, eine Mächtigkeit von 3—5 Decimeter besitzt und indem sie allmählich an Mächtigkeit zunimmt, unter 9—10^0 nach NW. zu einfällt. Die Lage dieser Bank lässt deutlich erkennen, dass der Berg eine Aufpressung erlitten hat. In dem Sande über der Thonbank fanden sich Schalen der *Paludina diluviana* Kunth.

10. Mergelgrube bei Braedikow.

Am östlichen Rande des Friesacker Diluvialplateaus steht in der Grube nördlich vom Gasthofe in Braedikow ein gelblicher, Unterer Geschiebemergel an, welcher sich durch die Führung sehr zahlreicher Kreidegeschiebe auszeichnet. Im Geschiebemergel kommen linsenförmige Sandschmitzen vor, deren grösster Durchmesser 30 Centimeter betrug. Der Sand war rein weiss und völlig lehmfrei und enthielt Bruchstücke der *Paludina diluviana* Kunth, welche sonst im Mergel hier nicht gefunden wurde.

11. Grube bei Pessin.

Die Pessiner Diluvialinsel wird zum grössten Theile vom Oberen Diluvialmergel bedeckt, welcher sich am Nordgehänge bis zur Niederung herabzieht. Eine hier befindliche Mergelgrube zeigt in der Sohle den darunter liegenden Unteren Diluvialsand, welcher zahlreiche Schalen der *Paludina diluviana* KUNTH und *Valvata piscinalis* MÜLL. var. *antiqua* MORRIS enthielt.

12. Sandgrube bei Barnewitz.

Oestlich von Barnewitz findet sich am Wege neben der Windmühle eine grosse Sandgrube im Unteren Diluvialsande, der dort bis zur Oberfläche ansteht. Der Sand ist im Allgemeinen ziemlich feinkörnig, doch kommen auch einzelne gröbere Lagen darin vor. An der Nordseite der Grube, wo der Sand bis auf 3 Meter Tiefe aufgeschlossen ist, fand ich ein Exemplar der *Valvata piscinalis* MÜLL. var. *antiqua* MORRIS.

13. Kossäthenberg bei Tremmen.

Der Kossäthenberg bildet eine 2 Kilometer südlich vom Dorfe Tremmen gelegene Erhebung, in welcher der Untere Diluvialsand zu Tage tritt. Am Eingange in die am Ostabhange gelegene Grube ist der Untere Diluvialmergel dem Sande aufgelagert. Die obersten Schichten des letzteren sind feinkörnig mit Einlagerungen von Thon- und Schleppbänkchen. In der Sohle der Grube, ungefähr 6 Meter unter der Oberfläche treten Grandbänkchen in dem Sande auf, welche folgende Conchylienschalen führen:

Valvata piscinalis MÜLL. *antiqua* MORRIS
Paludina diluviana KUNTH
Pisidium amnicum MÜLL.
Unio sp.

Die nachstehende Tabelle soll eine Uebersicht über die in der Rathenower Gegend im Unteren Diluvium von mir aufgefundenen Schalen von Süsswasserconchylien geben. Interessant ist das Ergebniss, dass hier nur die höher gewundene Abart der weit verbreiteten *Valvata piscinalis* MÜLL. vorkommt, welche zwar auch lebend in der Havel und im Tegelersee, aber entschieden seltener als ihr fossiles Vorkommen sich findet.

Die fossilen Süsswasserconchylien im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow.

Formationsglied	Unterer Diluvialmergel					Unterer Diluvialsand resp. -grand										Diatomeen-führender Süsswasser-Kalk
Fundstelle	Weinberg bei Rathenow	Mergelgrube bei Ferchesar	Mergelgrube bei Kotzen	Mergelgrube bei Braedikow	Eisenbahneinschnitt bei Nennhausen	Eisenbahneinschnitt bei Nennhausen	Galgenberg südw. von Nennhausen	Mühlenberg bei Nennhausen	Sandgrube bei Bamme	Sandgrube bei Ferchesar	Weinberg bei Möthlow	Grube bei Pessin	Sandgrube bei Barnewitz	Kossäthenberg bei Tremmen	Rollberge bei Rathenow
Valvata piscinalis Müll. var. *antiqua* Morris	+		+			+	+		+	+		+	+	+	+
Paludina diluviana Kunth			+	+	+	+	+	+	+		+	+		+	
Bythinia tentaculata L.	+					+									
Bythinia tentaculata L. var. *producta* Menke						+									
Limnaea auricularia L.						+	+								
Planorbis marginatus Drap.						+									
Sphaerium solidum Normand	+		+			+			+						
Sphaerium rivicolum Leach.						+									
Pisidium amnicum Müll.	+	+				+	+		+				+	+	
Pisidium nitidum Jenyns	+		+			+									+
Unio sp.	+		+			+			+				+	+	

B. Die Fundorte der fossilen Süsswasser-Diatomeen-Flora.

1. Die Thongrube von Nennhausen.

Nördlich vom Dorfe Nennhausen liegt in einer Einsenkung des Terrains zur Linken des nach Kotzen führenden Communicationsweges eine zum Rittergute gehörige Ziegelei, welche den in unmittelbarer Nähe durch eine tiefe Grube aufgeschlossenen Thon verwerthet. Die oberste Ablagerung wird daselbst von Unterem Diluvialmergel gebildet, welcher an der östlichen Seite der Grube den darunter liegenden Thon direct überlagert. Der Geschiebemergel ist nach oben zu bereits verwittert, besitzt jedoch in seinem untersten Theile noch seinen natürlichen Kalkgehalt, wodurch er sich scharf von dem darunter liegenden geschiebefreien Thon abgrenzt, da dieser kein Calciumcarbonat enthält. Der Thon ist in der Grube auf 4 Meter aufgeschlossen und wurde bei einer in der Sohle derselben bis zu 14 Meter Tiefe geführten Bohrung noch nicht durchsunken. Derselbe Thon findet sich in der Kotzener Thongrube, welche am Ostrande des Nennhausen-Kotzener Diluvialplateaus in der Forst gelegen ist, in ganz gleicher Ausbildung wieder und wird dort ebenfalls von Resten des Unteren Diluvialmergels überlagert. Da der Thon sich bis auf grosse Tiefe völlig frei von kohlensaurem Kalk erweist und sein beim Schlämmen zurückbleibender, jedoch wegen der Feinheit des Materiales sehr unbedeutender Rückstand nur aus weissen und röthlichen Quarzkörnchen und weissen Glimmerblättchen besteht, während Feldspäthe darin völlig zu fehlen scheinen, so glaube ich den Thon als tertiär ansprechen zu dürfen. Die grosse Mächtigkeit dieses Thonlagers, welche bei einer im Dorfe Nennhausen ausgeführten Bohrung 240 Fuss betragen haben soll, bestimmt mich ausserdem, dasselbe als Septarienthon aufzufassen, der in seinen obersten Schichten bereits vor Ablagerung des Diluviums entkalkt war.

Zwischen diesem Tertiärthon und dem Unteren Diluvialmergel tritt im westlichen Theile der Nennhauser Thongrube eine sich nach Ost zu auskeilende diatomeenführende Schicht auf, welche

an der westlichen Grubenwand eine Mächtigkeit von 2 Metern besitzt. Sie ist von grauweisser Farbe, nur undeutlich geschichtet und zerfällt beim Trocknen in scharfkantige Brocken. Auf den Kluftflächen hat sich meist eine dünne Schicht Eisenoxydhydrat abgesetzt, welche die Bruchstücke überzieht.

Die von mir ausgeführte chemische Analyse der Diatomeenerde ergab folgendes Resultat:

Kieselsäure	66,63 pCt.
Thonerde	17,15 »
Eisenoxyd	3,78 »
Kalkerde	0,28 »
Magnesia	0,81 »
Kali, Natron (a. d. Differenz)	2,55 »
Glühverlust	8,80 »
	100,00 pCt.

Die Analyse zeigt, dass die Diatomeenerde reichlich mit Thon vermischt ist, so dass sie zu technischen Zwecken nicht verwerthet werden kann. Um den Gehalt an Diatomeenpanzern annähernd festzustellen, kochte ich eine Probe mit einer sehr concentrirten Lösung von Natriumcarbonat unter Zusatz von etwas Aetznatron mehrmals aus. Es gingen dadurch 18,16 pCt. Kieselsäure in Lösung.

Die Bestimmung der in dem Material vorhandenen Diatomeen wurde von dem trefflichen Diatomeenkenner Herrn Dr. Schwarz in Berlin ausgeführt, dem ich für seine Bemühungen an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Zur Untersuchung dienten zwei Proben, von denen die erste aus 2 Meter, die zweite aus 2,5 Meter Tiefe, von der Oberfläche der Grube ab gerechnet, entnommen wurde.

Diatomeenschicht in der Thongrube bei Nennhausen.

Probe I } von der Westseite { aus 2,0 Meter } Tiefe von der Probe II } der Thongrube { » 2,5 » } Oberfläche	Probe I	Probe II
Naviculeae.		
Navicula affinis Ehr. var. *firma*	+	
» *dilatata* Ehr.		+
» *elliptica* Ktz.	+	+
» » » var. *cocconeoides*		+
» » » var. *extenta*		+
» *Hebes* Rlfs.		+
» *pusilla* Sm.	+	+
» *rhynchocephala* Ktz.		+
» *scutelloides* Sm.	+	+
» » » var. *disculus*	+	+
Pinnularia gastrum Ehr.	+	
» *major* Ktz.	+	+
» *viridis* Rbh.	+	
» *viridula* Rbh.		+
Pleurosigma attenuatum Sm.	+	+
Stauroneis gracilis Ehr. var. *amphicephala*		+
» *punctata* Ktz.		+
Pleurostaurum acutum Rbh.		+
Schizonema vulgare Thw.		+
Gomphonema dichotomum Ktz.		+
» *intricatum* Ktz. var. *subclavatum*	+	+
» *subramosum* Ag. var. *clavatum*	+	
Cymbelleae.		
Cymbella cuspidata Ktz.	+	+
» *cymbiformis* Ag.		+
» *Ehrenbergii* Ktz.	+	+
» *gastroides* Ktz.	+	+
» » » var. *helvetica*	+	
» *lanceolata* Ehr.	+	
» *maculata* Bréb.		+
» *tumida* Bréb.		+

Probe I } von der Westseite { aus 2,0 Meter } Tiefe von der Probe II } der Thongrube { » 2,5 » } Oberfläche	Probe I	Probe II
Cymbelleae.		
Encyonema caespitosum Ktz.		+
Amphora ovalis Ktz.	+	+
» » » var. *libyca*	+	+
Cocconeideae.		
Cocconeis Placentula Ehr.	+	+
Nitzschieae.		
Tryblionella angustata Ehr.	+	+
Nitzschia sigmoidea Sm.	+	+
» *vermicularis* Ha.		?
Surirelleae.		
Campylodiscus Noricus Ehr. var. *costatus*	+	+
Surirella ovata Ktz.	+	+
» *splendida* Ktz. var. *biseriata*	+	+
Cymatopleura elliptica Sm.	+	+
» *Solea* Sm.	+	+
Eunotieae.		
Epithemia Sorex Ktz.	+	+
» *turgida* Ktz.	+	+
» » » var. *granulata*		+
» » » var. *Westermanni*	+	
Fragilarieae.		
Denticula elegans Ktz.	+	+
Diatoma hiemale Lngb. var. *mesodon*		+
Fragilaria capucina Dsm.	+	+
» *Harrisonii* Gr. var. *dubia*		+
» *mutabilis* Gr.		+
» *virescens* Rlfs.	+	+
Synedra splendens Ktz.	+	+
» *Ulna* Ehr.		+

Probe I } von der Westseite } aus 2,0 Meter } Tiefe von der Probe II } der Thongrube } » 2,5 » } Oberfläche	Probe I	Probe II
Melosireae.		
Cyclotella Astraea Ktz.	+	+
» *Kützingiana* Thw.	+	
» *minutula* Ktz.	+	
Stephanodiscus Schumanni Swz.	+	+
Melosira arenaria Moore	+	+
» **crenulata** Ktz.	+	+
» *decussata* Ktz.	?	
» *distans* Ktz.	+	+
» **granulata** Pritch.	+	+
» *subflexilis* Ktz.		?
» *varians* Ehr.	+	?

Von den 62 bestimmten Arten, wobei die als fraglich bezeichneten unberücksichtigt gelassen wurden, sind 32 den beiden Proben gemeinsam, während 10 nur in Probe I, 20 nur in Probe II aufgefunden wurden. Es zeigt sich auch hier wieder, wie nothwendig es ist, worauf bereits Noetling[1]) hingewiesen hat, dass verschiedene Proben von ein und derselben Ablagerung untersucht werden müssen, wenn man aus dem Fehlen oder Vorhandensein irgend welcher Arten Schlüsse hinsichtlich der Aehnlichkeit mit anderen Diatomeenschichten ziehen will.

Nach der Mittheilung des Herrn Schwarz bildet *Melosira granulata* den Hauptbestandtheil der Nennhauser Diatomeenschicht, wodurch sie die meiste Aehnlichkeit mit einer untersuchten Probe der schon Ehrenberg bekannten, aber zuerst von Jentzsch[2]) als wahrscheinlich diluvial und neuerdings von Keilhack[3]) mit Sicherheit als unterdiluvial nachgewiesenen

[1]) F. Noetling, Ueber diatomeenführende Schichten des westpreussischen Diluviums. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1883.

[2]) Ueber einige diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. Schriften d. physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg, Bd. XXII, p. 153.

[3]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. für 1884, p. 401.

Diatomeenerde von Klieken bei Dessau besitzt, obwohl die genannte Art im Nennhauser Material noch stärker vertreten ist. Eine andere von dem Lager in Klieken untersuchte Probe weicht dagegen erheblich von der zuerst erwähnten ab, insofern darin *Cyclotella Astraea* den vorwiegenden Bestandtheil bildet und *Stephanodiscus Schumanni*, wenn auch selten, darin vorkommt.

Eine grosse Aehnlichkeit besteht ferner nach Schwarz mit einer von Rabenhorst in seinen Decaden unter No. 2212 ausgegebenen Masse, deren Fundort nicht näher zu ermitteln war und welche in Hamburg zu technischen Zwecken verkauft wurde. Es gilt dies namentlich in Bezug auf die relative Häufigkeit der einzelnen Arten und das gänzliche Fehlen von *Pinnularia oblonga*. Dagegen kommt in dieser Masse *Navicula scutelloides* nicht vor, welche in dem Nennhauser Material garnicht selten ist. Ausser *Melosira granulata* sind noch *Melosira crenulata* und *arenaria* sehr häufig, indem sie in Gemeinschaft mit der ersteren fast den ganzen Bestand ausmachen und oft ganz ansehnliche Bänder bilden. Alle übrigen Arten, darunter manche, welche zu den allergewöhnlichsten gehören, sind mehr oder weniger selten, mitunter nur ganz vereinzelt vorhanden.

Herr Schwarz wirft die Frage auf, ob man vielleicht aus dem Umstande, dass in der Diatomeenschicht von Nennhausen die Melosiren, *Stephanodiscus* und *Cyclotella* sich in ganz unverletztem Zustande finden, während *Cymbella gastroides*, *Pleurosigma attenuatum* und *Campylodiscus Noricus* var. *costatus* nur in Trümmern vorkommen, den Schluss ziehen könne, dass erstere den Stamm in loco bildeten, während letztere eingeschwemmt wurden.

2. Der Rollberg bei Rathenow.

Sechs Kilometer östlich von Rathenow steigt der Südrand des Nennhauser Diluvialplateaus in dem Roll- und Bauernberge ziemlich bedeutend an. Am Südabhange des erstgenannten finden sich einige aufgegebene Grandgruben und in einer derselben, welche nur wenige Meter über dem Fuss der Anhöhe liegt, ist durch Abgrabung von ungefähr 2 Meter Grand eine Bank von Süsswasserkalk blossgelegt worden. Durch eine von mir ver-

anlasste Schürfung konnte ich feststellen, dass die Kalkbank eine Mächtigkeit von 0,5 Meter besitzt und mit einer Neigung von 34⁰ nach Süd einfällt. Darunter folgt geschichteter, ebenfalls unter 34⁰ einfallender Diluvialgrand von 1 Meter Mächtigkeit, dessen Liegendes ein feinkörniger, bei 1 Meter Tiefe noch nicht durchsunkener Diluvialsand bildet. Der Aufbau der Schichten scheint demnach, wie dies auch an einigen anderen Punkten beobachtet werden konnte, der Gestalt des Berges conform zu sein.

Etwas höher am Abhange finden sich Reste von Geschiebemergel direct über dem Kalk, die ich zum Unteren Diluvium stellen möchte, da geschichteter Sand in höherem Niveau darüber vorkommt.

Eine von mir untersuchte Probe des Süsswasserkalkes enthielt 83,26 pCt. kohlensauren Kalk. An einer Stelle fand ich in demselben wohlerhaltene Schalen von *Valvata piscinalis* MÜLL. var. *antiqua* MORRIS und *Pisidium amnicum* MÜLL.

Herr Dr. SCHWARZ, welcher zwei an verschiedenen Stellen entnommene Proben untersuchte, wies darin die nachstehenden Arten von Süsswasserdiatomeen nach.

Diatomeenführender Süsswasserkalk von dem Rollberge bei Rathenow.

	Probe I	Probe II
Naviculeae.		
Navicula affinis EHR.	+	+
» » » var. *firma*	+	+
» *elliptica* KTZ.	+	+
» *Ehrenbergii* KTZ.		+
» *laevissima* KTZ.		+
» *scutelloides* SM.		+
Pinnularia oblonga RBH.	+	+
» *stauroptera* RBH.	+	+
» *viridis* RBH.	+	+
» *major* KTZ.		+
» *divergens* SM.		+

	Probe I	Probe II
Naviculeae.		
Pleurosigma attenuatum Sm.	+	+
Stauroneis punctata Ktz.		+
Pleurostaurum acutum Rbh.		?
Gomphonema intricatum Ktz. var. *subclavatum*		+
Cymbelleae.		
Cymbella cistala Hmpr.	+	
» *gastroides* Ktz.	+	
» *Ehrenbergii* Ktz.	+	+
» *lanceolata* Ehr	+	+
» *affinis* Ktz.		+
» *cuspidata* Ktz.		+
» *cymbiformis* Ag.		+
» *Smithii* Rbh.		+
Amphora ovalis Ktz.	+	
» » » var. *libyca*		+
» » » var. *nana*		+
Cocconeideae.		
Cocconeis Placentula Ehr.		+
Nitzschieae.		
Tryblionella angustata Sm.		+
» *Hantzschiana* Gr.	+	
Nitzschia linearis Sm.		+
» *sigmoidea* Sm.		+
Surirelleae		
Campylodiscus noricus Ehr. var. *costatus*	+	+
Surirella splendida Ktz. var. *biseriata*	+	+
Cymatopleura elliptica Sm.	+	+
» *Solea* Sm.		+
Eunotieae.		
Epithemia Porcellus Ktz.	+	+
» *turgida* Ktz.	+	+
» *Sorex* Ktz.	+	+
» *gibba* Sm.		+

	Probe I	Probe II
Fragilarieae.		
Diatoma hiemale Lngb. var. *mesodon*		+
Fragilaria construens Gr.	+	+
» *mutabilis* Gr.	+	+
» *biconstricta* Schum.		+
» *capucina* Dsm.		+
Synedra capitata Ehr.	+	
» *splendens*	+	+
Tabellarieae.		
Tabellaria flocculosa Ktz. var. *ventricosa*		+
Melosireae.		
Cyclotella Astraea Ktz.	+	+
» *operculata* Ktz.	+	+
» » » var. *minuta*	+	
Melosira arenaria Moore	+	+
» *crenulata* Ktz.	+	+
» *granulata* Pritch		+
» » » var. *decussata* Swz.	+	

Von den 53 bestimmten Arten sind 21 beiden Proben gemeinsam, während 8 nur in Probe I, 24 nur in Probe II vorkommen.

Nicht nur in petrographischer Beziehung, sondern auch hinsichtlich der darin vorkommenden Diatomeenarten unterscheidet sich dieser Süsswasserkalk wesentlich von dem oben beschriebenen Nennhauser Material. Nach Ansicht des Herrn Schwarz schliessen sich die Diatomeen des Rollberges am meisten an diejenigen des Hommelbaches bei Vogelsang an und zwar an die Probe R der Schicht b, welche er jüngst für Herrn Dr. Noetling untersucht hatte[1]). Gleich dieser zeichnet sich das Material vom Rollberge durch das häufige Vorkommen von *Pinnularia oblonga* aus, während

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. für 1883, S. 345—347.

sonst keine Art darin überwiegt. Von den 43 Arten des Materiales von Vogelsang (Probe R der Schicht b) stimmen 23 mit denjenigen vom Rollberge überein. Da unter den letzteren viele Diotomeenpanzer zerbrochen sind und deutliche Spuren von Abschleifung an sich tragen, so glaubt Herr Schwarz, dass sie in bewegtem Wasser unter Beimengung von Sand zur Ablagerung gelangten.

Steigt man den Abhang des Rollberges hinauf, so trifft man noch an vier Punkten, von denen der oberste nur wenige Meter unterhalb des Gipfels der Anhöhe gelegen ist, kleine, in den Unteren Diluvialsand eingelagerte und stark mit Sand vermischte Kalkbänkchen von 2—3 Decimeter Mächtigkeit. Nur in der untersten Bank gelang es mir, Diatomeen aufzufinden, welche ebenfalls von Herrn Schwarz bestimmt worden sind.

Diatomeenführendes Kalkbänkchen am Abhange des Rollberges.

Naviculeae.

Pinnularia major Sm.
» *oblonga* Rbh.
» *viridis* Rbh.
Gomphonema Vibrio Ehr.
Stauroneis punctata Ktz.?
Pleurosigma attenuatum Sm.

Cymbelleae.

Cymbella Ehrenbergii Ktz.
Amphora ovalis Ktz. var. *libyca?*

Nitzschieae.

Tryblionella angustata Sm.

Surirelleae.

Campylodiscus noricus Ehr. var. *costatus*
Surirella splendida Ktz. var. *biseriata*

Eunotieae.

Epithemia gibba Ktz.
» *Porcellus* Ktz.

Fragilarieae.

Fragilaria biconstricta Schum.
» *construens* Gr.
Synedra splendens Ktz.?
» *Ullna* Ehr.?

Melosireae.

Cyclotella minutula Ktz.
» *operculata* Ktz.

Die Probe schliesst sich eng an die vorhergehende an und ist, da fast alle Diatomeenpanzer nur in Trümmern, sowie überhaupt in geringer Menge darin vorkommen, wahrscheinlich durch Zerstörung der untersten Bank entstanden, indem aus dieser die Diatomeen in den Sand eingeschwemmt wurden. Der kuppelförmige Aufbau der Schichten kann in diesem Falle erst nach Ablagerung des Unteren Sandes durch Aufpressung entstanden sein.

Als ein Hauptergebniss der vorstehenden Untersuchungen ist hervorzuheben, dass sowohl die aufgefundene Conchylienfauna, als auch die Diatomeenflora nur reine Süsswasserformen enthält und dass mithin auch die Ablagerungen, in denen sie als auf primärer Lagerstätte vorkommend angesehen werden müssen, nur Süsswasserabsätze sein können. Dies Resultat steht im besten Einklange mit den früheren Funden von Conchylienschalen Berendt's[1]) in der Potsdamer Gegend, sowie überhaupt mit den Ergebnissen, welche die geologische Kartirung der Umgegend von Berlin ergeben hat. Ueber die Fauna und Flora der untersten Ablagerungen des Diluviums in dem westlich der Oder gelegenen Gebiete des norddeutschen Flachlandes sind wir unlängst durch die Arbeit Keilhack's[2]) unterrichtet worden. An diese Untersuchungen schliessen sich die meinigen in der Rathenower Gegend an und die von Keilhack gezogenen

---

[1]) Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg u. s. w. Berlin 1863.

[2]) Ueber praeglaciale Süsswasserbildungen im Diluvium Norddeutschlands. Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1882. Berlin 1883.

Schlussfolgerungen finden hier im Allgemeinen ihre volle Bestätigung.

Die Süsswasserkalke bei Bienenwalde sind nach Keilhack von bis zu 2 Meter mächtigen Sanden überlagert; über dem Diatomeenlager bei Oberohe in der Lüneburger Haide finden sich 3 Meter mächtige geschichtete unterdiluviale Sande, die eine Decke von Oberem Geschiebesande besitzen, während der Kalkmergel von Korbiskrug (Blatt Mittenwalde) unter einem 1 — 1½ Meter Mächtigkeit besitzendem Thalsande (von Laufer als »Oberer Diluvialsand« bezeichnet) liegt, der einige Geschiebe führt. Die Lagerungsverhältnisse dieser Vorkommen sind also nicht derartig, dass man zweifellos berechtigt wäre, sie praeglacial zu nennen. Aus diesem Grunde sind sie von mir weiter unten nicht angeführt worden. Es ist allerdings möglich und sehr wahrscheinlich, dass der Untere Geschiebemergel auch diese Ablagerungen bedeckt hat und beim zweiten Vorrücken des Inlandeises von den Schmelzwassern erodirt worden ist. Bevor jedoch keine Reste Unteren Mergels, wie bei Belzig, Görzke und Uelzen über den Süsswasserbildungen von Bienenwalde nachgewiesen sind, kann der Fauna und Flora derselben kein altglaciales Alter zugesprochen werden.

Die conchylienführenden Sande im Eisenbahneinschnitt bei Nennhausen und im Galgenberge südwestlich davon, so wie der diatomeenführende Süsswasserkalk des Rollberges besitzen, da sie unter dem Unteren Mergel liegen und vom Unteren Sande unterlagert werden, dasselbe geologische Niveau, wie die von Keilhack von Belzig, Uelzen und Görzke beschriebenen und als praeglacial bezeichneten Ablagerungen. Es scheint mir jedoch richtiger zu sein, diese Schichten altglacial [1]) zu nennen, da sich rein nordische Sande noch unter denselben finden, sowie zum Unterschiede von der bei Nennhausen direct über dem Tertiär liegenden Diatomeenschicht von reinem Süsswassercharakter, welche als praeglacial aufgefasst werden kann.

---

[1]) Vergl. meine Abhandlung: Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg, mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Preussen etc. Band VII, Heft 1, 1885, S. 104.

Von den übrigen Fundorten im Unteren Diluvialsande lässt sich nicht mit Sicherheit angeben, ob die Conchylien auf primärer Lagerstätte vorkommen, da sie mehrfach nur ganz vereinzelt und nur durch die starkschaligen Arten, wie *Paludina diluviana*, *Valvata piscinalis* Müll. var. *antiqua* Morris und *Pisidium amnicum* darin vertreten sind. Was die Grube bei Pessin anbetrifft, so tritt der conchylienführende Untere Sand hier unter dem Oberen Diluvialmergel auf, so dass die hier ziemlich zahlreich vorkommenden Schalen ihrer Lagerung nach vielleicht eine interglaciale Stellung einnehmen, doch könnten sie auch ebenso gut aus tieferen Schichten des Diluviums ausgewaschen und eingeschwemmt sein. Für letztere Annahme scheint mir besonders das Vorkommen der *Paludina diluviana* zu sprechen, welche meiner Auffassung nach sich nur in den Ablagerungen, welche unter dem Unteren Geschiebemergel liegen, an primärer Lagerstätte findet, dagegen in die Sande zwischen dem Oberen und Unteren Geschiebemergel durch Auswaschung des letzteren, in welchen sie aus den unterliegenden Schichten aufgenommen worden ist, gelangt zu sein scheint.

Als die Gletscherströme beim Herannahen der ersten Eisbedeckung die nordischen Sande ausbreiteten, musste unser norddeutsches Flachland in seiner Conchylienfauna ein ganz ähnliches Bild wie heutzutage bieten, da mit Ausnahme der ausgestorbenen *Paludina diluviana* dieselben Conchylien auch jetzt unsere Flüsse und Seen bewohnen.

Die neue
Secundärbahn Jatznick - Ueckermünde.

Von Herrn **M. Scholz** in Greifswald.

Diese Bahn wurde im Jahre 1884 eröffnet, läuft eine kurze Strecke der Hauptbahn Berlin-Angermünde-Stralsund fast parallel, geht dann zuerst in nordnordöstlicher, darauf in nördlicher Richtung weiter und endet unter Berührung der Orte Torgelow, Eggesin und Hoppenwalde westlich der Stadt Ueckermünde an der Uecker selbst. Ihr Bahnhof liegt fast noch $1^1/_2$ Kilometer südsüdwestlich von der Stadt entfernt. Die Gesammtlänge der Bahn beträgt nicht ganz 20 Kilometer.

Die Bahn bewegt sich nur in alluvialem Terrain, welchem überall in geringer Tiefe diluviale Thone unterlagert sind.

I. Das Alluvium beginnt als ziemlich feinkörniger Sand (Thalsand) schon jenseits Jatznick am Fusse der das Ueckerthal westlich begrenzenden Höhenzüge und zieht sich bis zum Haffrande hin. Es gliedert sich von oben nach unten, wie sehr häufig, in jungalluvialen Torf und humosen Sand, stellenweise ersetzt durch Wiesenkalk, und in altalluvialen Thalsand mit Einlagerungen von Rasen-Eisenstein und Ortstein. Dieser Thalsand mag hier zunächst als altalluvial bezeichnet werden, obwohl er seiner Entstehung gemäss nach den neuesten Annahmen noch dem oberen Diluvium angehörig ist. Diesem Sande entstammen auch die zahlreich vorkommenden kleinen Dünen.

Die humosen Ablagerungen sind von keiner wesentlichen Bedeutung. Ausser einigen moorigen Einsenkungen in den Thal-

sand ist hauptsächlich das die Stadt Ueckermünde umgebende Torfmoor, welches sich bis zum Strande erstreckt, zu erwähnen, über dessen Wichtigkeit und weitere Ausdehnung ich jedoch nichts Näheres in Erfahrung gebracht habe. Von grösserer technischer Wichtigkeit dagegen ist, wenigstens für Jatznick, der Wiesenkalk. Als das vielleicht bedeutendste Vorkommen der ganzen Gegend gilt dasjenige des Moosbruchs, welches in seinem mittleren und östlichen Theile sowohl von der Hauptbahn Berlin-Stralsund als auch von der sich hier abzweigenden Secundärbahn nach Ueckermünde auf ca. 1 Kilometer Länge durchschnitten wird. Der Moosbruch ist eine Einsenkung in den Thalsand und von Torf von 0,3 — 1,0 Meter Mächtigkeit bedeckt. Eine von der Jatznick'er Cementfabrik ausgeführte Analyse ergab als durchschnittliche Zusammensetzung des getrockneten Materials 92,9 pCt. kohlensauren Kalk, 4 — 5 pCt. Sand, einige Procente organische Substanz und Spuren von thonigen Beimischungen. Die Mächtigkeit an der tiefsten Stelle (westlich der Hauptbahn) beträgt fast 16 $^1/_2$ Meter, an den Rändern noch 4 $^1/_2$ bis 10 Meter. Dieser Wiesenkalk ist in seinen obersten Schichten bis zu einem Meter Tiefe voller Schneckengehäuse und weiss gefärbt, weiter nach unten zu wird er ärmer daran und erscheint von schwach röthlicher Farbe. Zu Tage gefördert wird er zur Zeit bis zu einer Tiefe von 5 Metern, worauf Sand erreicht wird, welcher überhaupt nach den angestellten Bohrversuchen seine Unterlage bildet. In einer Tiefe von 4 Metern ist vor einigen Jahren ein Hirschgeweih, jetzt im Besitze des Herrn Grafen Rittberg zu Ueckermünde, desgleichen schon früher einzelne Knochen, welche in den Besitz des germanischen Museums in Stralsund gelangt sein sollen, gefunden worden.

Bei der Cementfabrikation in Jatznick, zu welcher der Wiesenkalk eine wesentliche Zuthat liefert, weshalb sein Lager auch durch eine Feldeisenbahn mit der Fabrik verbunden ist, werden auf 1 Theil Diluvialthon 2 $^1/_2$ Theile Wiesenkalk verwendet.

Als Einlagerungen in den Thalsand verdient ferner der Raseneisenstein Hervorhebung. Derselbe war seit längerer Zeit in Abbau und der Eisenhüttenbetrieb in Torgelow wurde darauf basirt,

Schon seit Mitte des vorigen Jahrhunderts besass man Kenntniss von seinem Vorkommen. Das Lager erstreckt sich unter einer dünnen Sandüberlagerung mit der Mächtigkeit von 0,3 — 0,4 Meter über Torgelow zu beiden Seiten der Uecker in einer Breite von einigen hundert Metern noch 3 Kilometer nördlich und 1 Kilometer südlich des Dorfes Torgelow. Ausserdem findet sich noch Rasenerz bei Müggenburg (3 Kilometer westlich Torgelow), welches bis zum Jahre 1850 für Torgelow selbst ausgenutzt wurde.

Obwohl sich derartige Ablagerungen noch mehrfach in der Gegend von Torgelow vorfinden sollen, hat man die Verhüttung derselben (dieselben lieferten 14 — 15 pCt. Eisen) aufgegeben und verhüttet jetzt in Torgelow nur schwedische Erze.

Von Ortstein (Ur) habe ich geringe Mengen schon in der Nähe von Jatznick gefunden, es ist indessen nicht zweifelhaft, dass derselbe in der näheren Umgebung des Ostseestrandes überhaupt gut ausgebildet auftritt, wie er sich z. B. auch bei Lobbe im südöstlichen Rügen sehr typisch entwickelt zeigt. Bei Neuendorf östlich Ueckermünde kommt er im Thalsande ebenfalls vor.

Dünen sind häufig, zum Theil bereits durch die Cultur verflacht, dem von der Bahn durchschnittenen Thalsande aufgelagert, namentlich zwischen Torgelow und Gr. Gumnitz und südlich und nördlich Hoppenwalde.

II. Das Diluvium an der Bahn ist fast ganz, vielleicht sogar ausschliesslich als Diluvialthon vertreten. Nach dem bisher bekannt gewordenen Auftreten des Diluvialthons nimmt derselbe einen meilenbreiten Streifen an der Südküste des kleinen Haffs ein, der sich vielleicht als Theil eines das gesammte kleine Haff umgebenden Ringes herausstellen wird und vielfach, mindestens zwischen Ueckermünde und Jatznick, die Unterlage des die Ostsee umrändernden Thalsandes bildet. Dieser Thon ist local nicht überall gleichartig ausgebildet, gehört vielleicht auch verschiedenen Niveaus an.

1. Der erstere grössere Aufschluss liegt dicht an der Jatznick'er Cementfabrik und wird für Cementdarstellung und Ziegelfabrikation ausgenutzt. Die Grube ist 10 bis 15 Meter tief, der Thon derselben, meist in seinen oberen Theilen, mit Flint- und

Kreidestückchen gemengt, hellgrau, nicht erkennbar geschichtet und stellenweise, namentlich in der Südost-Ecke der Grube, sehr fett. Sein Gehalt an $CaCO_3$ beträgt angeblich über 16 bis zu 20 pCt. Nach unten zu wird dieser Thon sandiger. Sandstreifen waren jedoch in ihm nicht zu sehen. Der Sandgehalt soll, mit dem Phöbel'schen Apparat bestimmt, durchschnittlich 11—12 pCt. betragen. Durch Bohrlöcher ist dieser Thon, welcher schon dem westlichen Thalabhange, nicht mehr dem Ueckerthale angehört, bis zu einer Tiefe von mindestens 10 Meter — nach der vorhandenen Probe kalkhaltig — und zwar in einer Entfernung noch bis zu 1 Kilometer westlich Dorf Jatznick nachgewiesen worden. Sein allgemeiner Habitus ist der des Glindower Thons.

2. Der Thon der Behrens'schen Ziegelei, östlich Jatznick liegt, wie an anderer Stelle bereits angegeben, unter Thalsand und geringmächtigem gelben Geschiebemergel, ist an sich ebenfalls wenig mächtig und wird von Septarienthon unterlagert, welcher rothgefärbte, jener dagegen gelbliche Ziegeln liefert. Seine Farbe ist blaugrau, sein Kalkgehalt deutlich hervortretend. Schichtung war nicht zu erkennen. Kleine Geschiebe, namentlich Kalksteine, sollen in ihm nicht selten auftreten, während grössere Gerölle, bis zu 0,5 Meter Durchmesser und mehr, den darüber liegenden Schichten angehören.

3. Kleinere Aufschlüsse finden sich in der nordöstlichen Fortsetzung des eben geschilderten Thonlagers längs der Secundärbahn und zwar z. B. nördlich Torgelow bei Dorf Eggesin. Hier liegt 1—2 Meter Thalsand auf einem etwas heller gefärbten, ziemlich feinsandigen Diluvialthone.

4. Der Diluvialthon von Ueckermünde. Seinem Habitus nach ist er kalkhaltig, grauweiss, durch dünne Sandeinlagerungen geschichtet resp. gebändert und ebenfalls dem Glindower Thone ähnlich. Ein Profil in den Gruben der Ueckermünder Factorei von der Nordseite der Stadt ergab:

1.	schwachhumosen Sand	0,5 Meter
2.	gelben, mittelfeinen Sand	1 »
3.	Diluvialthon	2,5—3 »

An einer andern Stelle ergab sich:

1. schwachhumoser Sand . . . . 0,5 Meter
2. gelber Sand mit Ur . . . . 2—5 »
3. Sand mit Geschieben, worunter auch Flint . . . . 0,5 »
4. Diluvialthon mit einzelnen Einlagerungen von fossilem Holz und von Bernstein, welch' letzterer, in kleinen Brocken, sich noch bis zu einer Tiefe von 2 Meter in ihm vorfinden soll.

Ueber die Unterlage dieses Thons habe ich zur Zeit nichts Näheres in Erfahrung bringen können. Derselbe scheint jedoch hier überhaupt nur einige Meter mächtig zu sein, soll sich nach dem Haff, also nach Nordost zu auskeilen und ebenso soll schon in kurzer Entfernung von der Grube, nach Westen hin, kein Thon, wenigstens nicht bis zu einer Tiefe von 7 Meter oder höchstens in kleinen Schnitzen, gefunden worden sein.

Das sehr stark abgebaute Lager wird zu einer ausgedehnten Ziegelfabrikation verwendet. Der Thon desselben bedarf einer sehr gleichmässigen und sorgfältigen Durcharbeitung, namentlich für die Herstellung von Drainröhren und Dachziegeln, weil die Präparate sonst Auswitterungen, wahrscheinlich von Na_2CO_3 zeigen. Auch die daraus gewonnenen Mauersteine sollen sich besser zu Bauten im Innern der Gebäude als an den unmittelbar der Witterung ausgesetzten Stellen erweisen.

5. Der Diluvialthon von Neuendorf, östlich Ueckermünde. Derselbe ist gelblich gefärbt, von deutlicher Schichtung (Bänderung), kalkhaltig und mit hohlen, kalkigen Concretionen versehen. Nach unten zu wird er bläulich und ist von Sand unterlagert, welcher schon in der Grube selbst zuweilen getroffen wird. In den oberen Lagen finden sich noch einzelne Geschiebe, die unteren sind fast völlig frei davon. Unter ihnen finden sich nach Angabe des Zieglers taubeneigrosse Concretionen, welche in der Mitte einen schwärzlichen Kern besitzen. Bei etwa 3—4 Meter Tiefe soll der Kalkgehalt dieses Thones aufhören, was auf ein Hineinragen von Septarienthon, ähnlich wie in den südlicheren Gruben, hindeuten würde. Das Profil der Grube ist folgendes:

1. Mittelfeiner Sand mit Ur, geschiebefrei 0,2 Meter
2. Gelber, eisenschüssiger, etwas grandiger Sand, (sogenannter Schorf) . . . 0,1 »
3. Diluvialthon . . . . 2,5 »
4. Sand, 2 Meter und tiefer.

Im Schorf finden sich zuweilen ziemlich grosse, bis faustgrosse Bernsteinstücke.

Während also nach Westen zu in das Diluvialplateau hinein der Diluvialthon in noch unbekannter Entwickelung anschwillt, verdünnt er sich im Ueckerthale zu einer auf Diluvialsand liegenden Platte von nur wenigen Metern Mächtigkeit.

Zwischen den Thalsand und den vorstehend in seinen einzelnen Aufschlüssen besprochenen Diluvialthon scheint stellenweise sich eine geringmächtige Ablagerung gelben Geschiebemergels einzuschalten. An der Bahn selbst kommt dieser, soviel ich beobachten konnte, nicht vor, dagegen ist er in der Behrens'schen Grube, vielleicht auch in den oberen Lagen der Fabrikgrube, in welchen die Geschiebe, namentlich Flint häufiger zu werden scheinen, und in Gruben östlich Eggesin vertreten. Seine Verbreitung scheint demnach im Unteren Ueckerthale keine erhebliche.

Es ist sonach durch die Bahn Jatznick-Ueckermünde ein ziemlich breiter Streifen Thalsand aufgeschlossen. Ob dieser Thalsand dem ächten, die Ostsee umrändernden Thalsande (Haidesand) angehört, oder dem im Binnenlande erkannten, geschiebeführenden »Thalgeschiebesand« zuzurechnen ist, wofür unter Anderen die Geschiebe in der Grube östlich Jatznick sprechen, die vielleicht noch dem unverändert gebliebenen, unmittelbar unter ihm liegenden Geschiebemergel angehören, oder ob sich zwischen beiden überhaupt keine scharfe Grenze ziehen lässt, werden künftige eingehendere Beobachtungen ergeben müssen.

In seinem Charakter erinnert er sehr an die ebenfalls mit Raseneisenstein und mit Ortstein durchsetzten Sandschichten in Neuvorpommern und im südöstlichen Rügen. Dieser Sand ruht, wie gezeigt wurde, in den meisten Fällen auf einem dem Glin-

dower Thone sehr ähnlichen Diluvialthone und da auch dieser letztere sich sowohl östlich nach Lückow, Warsin bis Altwarp, als auch westlich mindestens bis Strassburg i. U. hinzieht, meist unter Thalsand, so stellt er sich wenigstens für einen grossen Theil des Thalsandes an diesem Theile der Ostsee als generelle Unterlage heraus.

Ueber das Vorkommen von Septarienthonen bei Jatznick in der Uckermark.

Von Herrn **M. Scholz** in Greifswald.

Im Westen der ca. 11 Kilometer nördlich von Pasewalk liegenden Bahnstation Jatznick sind vor einer Reihe von Jahren Thone bekannt geworden, welche sich in einer etwa einen Kilometer nordwestlich vom Dorfe Jatznick im Walde liegenden Grube unter den daselbst abgelagerten Diluvialschichten vorfinden. An der südlichen Wand dieser Grube ist unter Sand und geringmächtigem Diluvialthone ein kuppenförmig hineinragender Thon zu erkennen, welcher, an sich kalkfrei, Septarien von Kopfgrösse und darüber enthält, in deren Innern Gypskrystalle liegen, die auch in diesem Thone selbst frei ausgebildet vorkommen. In der nahe liegenden Ziegelei der Jatznicker Cementfabrik findet dieser Thon nur nebensächliche Verwendung, indem er zur Erzeugung einer oberflächlichen rothen Farbe auf den ihrer Hauptmasse nach aus Diluvialthon hergestellten, sich heller brennenden Ziegeln benutzt wird. Die Cementfabrik selbst macht von ihm, ihrer Angabe nach, zunächst keinen direkten Gebrauch.

Besser aufgeschlossen, als in der Grube im Walde, ist derselbe in neuester Zeit in der Grube der Behrens'schen Ziegelei an der Ostseite des Dorfes Jatznick und nur wenige Hundert Schritte von

demselben entfernt. Das Profil dieses letzteren Aufschlusses ist im Allgemeinen folgendes:

1. Weisser, feinkörniger Sand, wahrscheinlich Thalgeschiebesand oder ächter Thalsand, oben schwach humos und mit einzelnen humusreicheren Einsenkungen . . . . 1—2 Meter,
2. Eisenschüssiger Sand mit grossen Geröllen, letztere wahrscheinlich dem darunter liegenden Geschiebemergel entstammend und stellenweise Anhäufungen bildend . . . . . . 0,5 »
3. Sandiger Diluvialgeschiebemergel, hellfarbig 2—3 »
4. Grauer Diluvialthon, kalkhaltig . . . . . desgl.
5. Kalkfreier Thon, blaugrau, in den Diluvialthon, wie in der älteren Grube im Walde, kuppenförmig hineinragend und in dieser Form namentlich an der westlichen und nördlichen Wand erkennbar.

Dieser Thon zeichnet sich vor dem ihm ähnlich sehenden, an der Cementfabrik und weiter östlich nach dem Haff zu vorkommenden Ziegelthone durch seine an dem ausbleibenden Aufbrausen mit Salzsäure erkennbare Kalkarmuth aus, dem gegenüber aber wieder durch das Vorkommen von Septarien. Er ist bis zu einer Tiefe von 4 — 5 Metern aufgeschlossen, ausser dem Gehalte an Septarien steinfrei, sehr fett, hat wulstige Ablösungsflächen und erscheint in der Grube selbst völlig ungeschichtet. Durch die vor einigen Jahren angestellten Tiefbohrungen ist er bei einer Tiefe von 26 Metern noch nicht durchteuft worden. In einer Tiefe von 6 Meter unter Tage wurden in ihm nach Angabe des Herrn Behrens zahlreiche Conchylien, sowohl ein- als zweischalige gefunden, aber leider nicht aufbewahrt. Der Beschreibung nach war ein Theil derselben mit einer eigenthümlichen schimmernden, »silberartig glänzenden« Schale versehen. Sie sind deshalb möglicherweise gar nicht mehr dem Septarienthone angehörig, sondern einer älteren Bildung, vielleicht dem Lias, dessen Erstreckung von Schönwalde, Demmin und Treptow a. T.[1]) bis hierher geologisch

[1]) Vergl. M. Scholz, über Aufschlüsse älterer, nicht quartärer Schichten in der Gegend von Demmin u. s. w., Jahrb. der Königl. preuss. geolog. Landesanstalt für 1883, S. 450.

nicht ausgeschlossen ist. Schon von oben an führt der Jatznicker Septarienthon schwarze, kohlige Schichten, in denen jedoch Einschlüsse nicht zu entdecken waren, obwohl einzelne Stücke braunen, fossilen (jedoch nicht verkieselten) Holzes in ihm gefunden worden sein sollen. Einzelne Bernsteinstücke, theils braungelb, theils fast undurchsichtig milchweiss, kommen ebenfalls in ihm vor. Das Streichen des Thones war in der Grube selbst zwar nicht näher festzustellen, das Einfallen scheint jedoch in der Richtung von O. nach W. stattzufinden.

Die Septarien haben einen Durchmesser von etwa 1 Decimeter bis zu einem halben Meter, sind an ihrer äusseren, weissgrauen Rinde kalkig, nach innen zu kalkfrei, blaugrau und thonig. Die äussere Rinde wird oft braunkrustig. Auf ihren Klüften treten häufig auf: Gyps in blättrigen, durchsichtigen Krystallen und feine Kryställchen von Eisenkies, von welchem letzteren sich auch kleine nussgrosse Knollen im Thone selbst vorfinden, welche zu dem ausserhalb der Septarien in zuweilen fingerlangen, losen Einzelkrystallen vorkommenden Gypse jedenfalls in Beziehung stehen.

Für die Ziegelfabrikation aus dieser Grube wird der Septarienthon, weil an sich zu fett, mit den ihn überlagernden Diluviallehmschichten gemischt.

Steht nun auch dem Vorkommen von Pyrit in den Jatznicker Thonen, sowie in denen von Treptow, Demmin, Rügen und Greifswald[1]) die desjenigen der Lias-Concretionen von Schönwalde bei Grimmen und Dobbertin in Mecklenburg[2]) zur Seite, so wird bei dem bisher noch nicht beobachtbar gewesenen Auftreten von jurassischen Petrefakten auch mit den erstgenannten zwar eine gleichartige Bildungsweise für beide anzunehmen sein, alle sonstigen Verhältnisse aber würden für den Charakter ersterer als tertiärer Bildung und den des Thones als eines Septarienthones sprechen. Es würde sonach mit Jatznick eine weitere Verbreitung desselben nach Südosten zu, in Uebereinstimmung mit dem allgemeinen Streichen von Nordwest nach Südost constatirt sein.

[1]) M. Scholz, a. a. O. S. 455.
[2]) E. Geinitz, Archiv Mecklenburg, Jahrg. 1883, S. 34.

Zu diesem Jatznicker Gebiete müsste auch noch Liepgarten, 2 Kilometer südlich Ueckermünde, gerechnet werden, falls sich daselbst das angebliche Vorkommen von Septarien bestätigt, welches selbst zu beobachten, ich keine Gelegenheit gefunden habe.

Das Liegende des Jatznicker Thones ist zur Zeit noch nicht zu bestimmen, weil mit Ausnahme der oben erwähnten, Tiefbohrlöcher in der Gegend von Jatznick nicht existiren, obschon die genannte Cementfabrik an dem Auftreten von Kreide, welche ihr zunächst der alluviale Wiesenkalk des benachbarten Moosbruchs ersetzt, ein lebhaftes Interesse hat. Die Abhänge des das Ueckerthal westlich Jatznick begrenzenden Höhenzuges, welche durch eine grosse Kiesgrube und durch die grosse Thongrube an der Jatznicker Fabrik im Diluvium aufgeschlossen sind, lassen durch ihr zahlreiches Material an Kreideflint und dergl. und an grösseren Kreideresten in dem Diluvialthone zunächst eine in der Nähe anstehend gewesene, zur Diluvialzeit zerstörte Kreideschicht vermuthen.

Saurierreste aus der baltischen oberen Kreide.

Von Herrn **Henry Schröder** in Berlin.

(Hierzu Taf. XIII—XVII.)

Mehrere in einem Geschiebe untersenonen Sandsteins gefundene, gut erhaltene Saurierreste veranlassten mich, das einschlägige in den Museen der Universität und der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg i. Pr. vorhandene Material zu untersuchen. Sehr angenehm war es mir, durch die gütige Vermittelung von Herrn Professor Dames die Originale zu der Nilsson'schen Bearbeitung der Schwedischen Saurier sowie mehrere von Herrn Professor Lundgren gesammelte Reste zu erhalten. Diesen beiden Herren, sowie den derzeitigen Vorständen der obengenannten Museen, Herrn Professor Liebisch und Herrn Dr. Jentzsch, erlaube ich mir, meinen verbindlichsten Dank für die Ueberlassung des Materiales und sonstige Unterstützung bei meiner Arbeit zu sagen.

A. Saurier aus Ost- und Westpreussischen Geschieben.

Gattung: Plesiosaurus Conybeare.

Bevor ich an die eigentliche Beschreibung der dieser Gattung zugehörigen Reste herantrete, muss ich auf die Erkennungsmerkmale und die hier angewandte Benennung der Wirbelregionen näher eingehen.

Da die Plesiosaurier ebenso wie viele andere Reptilien an Hals-, Brust-, Becken- und Schwanzwirbeln Rippen resp. rippenartige Fortsätze tragen, so wird dadurch die Begrenzung der ein-

zelnen Regionen der Wirbelsäule auch an vollständigen Wirbelserien schwierig und ist hier das bei höheren Vertebraten gebräuchliche Princip zur Unterscheidung derselben kaum anwendbar. Noch viel schwieriger ist es natürlich, einzeln gefundene Wirbel genau nach ihrer Körperregion zu bestimmen.

Owen unterscheidet 4 Abtheilungen an der Wirbelsäule der Plesiosaurier: Cervical-, Dorsal-, Sacral- und Caudalwirbel.

Betreffs der Trennung von Cervical- und Dorsalwirbel sagt er[1]: »I may here remark, that, as there is no definite natural distinction between the cervical and dorsal regions of the Plesiosaurus, the vertebrae in both supporting ribs, and the transaction in the size, shape, and position of these being more gradual than in the Crocodils, I have selected the arbitrary character of the impression of the costal articular surface, or any part of it, upon the centrum, as the character of the cervical vertebrae in the Plesiosaurus, and I count that to be the first dorsal, in which the costal surface has wholly ascended upon the neurapophysis«. Also Owen betrachtet als ersten Dorsalwirbel denjenigen, dessen Rippengelenkfläche ganz von dem Fortsatz der Neurapophyse, der Diapophyse, getragen wird. Die vorhergehenden Wirbel, bei denen sich Wirbelkörper und Neurapophyse an der Bildung des Gelenkfortsatzes betheiligen, werden als Halswirbel bezeichnet.

Huxley[2]) drückt sich in ähnlicher Weise über die Unterscheidung von Hals- und Rückenwirbeln aus: »It is very convenient, and harmonizes very well with some facts in the structure of the Crocodilia, to take the last of the vertebrae in which the costal articular surface is cut by the neurocentral suture, as the last of the cervical series«.

Da der Beckengürtel bei *Plesiosaurus* keine Verbindung mit der Wirbelsäule eingeht und die in dieser Region befindlichen Wirbel nicht verwachsen sind, so hat Owen[3]) als sacrale diejenigen bezeichnet, welche, der Beckengegend angehörend, durch grössere

---

1) Owen, Foss. Rept. Cretac. Form. I, p. 66.

2) Manual of the anatomy of vertebrated animals 1879, p. 180.

3) Foss. Rept. Lias. Form. P. III, p. 7 und On the structure of the Pl. macrocephalus, Transact. Geol. Soc. ser. 2, vol. V, P. 3, p. 526.

Dicke und Kürze der Pleurapophysen von den angrenzenden Wirbeln ausgezeichnet sind, ein Merkmal, das sich wohl bei ganzen Wirbelserien anwenden lässt, aber bei einzelnen Wirbeln in sich zerfällt.

Die Schwanzwirbel sind dadurch leicht kenntlich, dass sie Haemapophysen tragen und dass die Pleurapophysen vollständig an den Wirbelkörpern sitzen.

Seeley [1]) basirt im Anschluss und in Verfolg des Owen'schen Princips die Unterscheidung der Wirbelregionen auf die verschiedenartige Lage der seitlichen Apophysen (Di- und Parapophysen) zum Wirbelkörper und zur Neurapophyse. Er schlägt folgende Regionen vor: Cervical-, Pectoral-, Dorsal-, Sacral- und Caudalwirbel. Unter Berücksichtigung eines früheren Aufsatzes [2]) desselben Autors charakterisiren sich diese Regionen etwa folgendermaassen:

1. Cervicalwirbel. Die Rippen gelenken nur mit dem Wirbelkörper resp. dessen Fortsatz (Parapophyse).
2. Pectoralwirbel. Die Rippen gelenken mit dem Wirbelkörper (Parapophyse) und einem Fortsatz der Neurapophyse (Diapophyse) zugleich.
3. Dorsalwirbel. Die Rippen gelenken nur mit der Diapophyse.
4. Sacralwirbel. Die Rippen gelenken mit der Diapophyse und Parapophyse.
5. Caudalwirbel. Die Rippen sitzen an dem Wirbelkörper, welcher Haemapophysen trägt.

Seeley schiebt zwischen Cervical- und Dorsalwirbel die Region der Pectoralwirbel ein, welche dasselbe vorstellen, wie die von Owen vielfach als »posterior cervical« bezeichneten. Da diese Wirbel sich auch nach meinen Beobachtungen durch einen eigenthümlichen Bau der Rippengelenkflächen charakterisiren, so halte ich die Ausscheidung dieser Region wohl für annehmbar. Weil sie aber vergleichend anatomisch kaum von Werth sein dürfte und

[1]) On Mauisaurus Gardneri, Quart. Journ. Geol. Soc. vol. XXXIII, p. 545.
[2]) On Muraenosaurus Leedsii, Quart. Journ. Geol. Soc. vol. XXX, p. 200 sqq.

die Uebersetzung des Terminus »Pectoral-(Brust)wirbel« zur Verwechselung mit »Dorsal-(Rücken)wirbel« führen könnte, so behalte ich die Owen'sche Bezeichnung »hintere Halswirbel« bei, verknüpfe aber damit die Vorstellung einer grösseren Selbständigkeit dieser Region gegenüber den mittleren Halswirbeln. — Die Pleurapophyse der hinteren Halswirbel ist hiernach aus zwei Theilen, einem oberen diapophysialen und einem unteren parapophysialen, zusammengesetzt, welche durch eine Furche, den Rest der Sutura neurocentralis Huxley's, von einander getrennt werden [1]).

In gleicher Weise ist die Region der Sacralwirbel gegenüber den Dorsal- und Caudalwirbeln gut charakterisirt; eine Schwierigkeit liegt, wenn man nicht Wirbelserien, sondern einzelne Wirbel besitzt, nur in der Beantwortung der Frage: Wie unterscheiden sich hintere Hals- von Sacralwirbeln? Bei beiden betheiligen sich sowohl Wirbelkörper als Neurapophyse an der Bildung der Rippengelenkfläche. Ich glaube, ein Unterscheidungsmerkmal in Folgendem gefunden zu haben: Die Nähe der Dorsalwirbel äussert sich in den letzten Wirbeln des Halses darin, dass die Rippengelenkflächen allmählich höher an dem Wirbelkörper hinaufrücken und dass ihnen dabei, nach unten herabsteigend, ein seitlicher Fortsatz der Neurapophyse entgegenkommt, der relativ weit auf die Seitenfläche des Wirbelkörpers herabrückt. Bei den hinteren Halswirbeln ist der diapophysiale Antheil der Pleurapophyse mehr dem Wirbelkörper angeschlossen und tritt von den Theilen der Neurapophyse, welche die Seitenwände des Neuralkanals bilden, weit nach unten. — Das Umgekehrte zeigen die Sacralwirbel. Hier findet der Uebergang von den Dorsalwirbeln dadurch statt, dass die Diapophysen von ihrer hohen Stellung an den Neurapophysen herabrücken und ihnen von unten ein Gelenkfortsatz des Wirbelkörpers entgegenkommt. Der diapophysiale Antheil der Pleurapophyse bleibt also mit den »lames tectrices« der Neurapophyse in enger Verbindung. Ich glaube

---

[1]) Diese Theilung der Pleurapophyse ist durchaus nicht mit der bei vorderen Halswirbeln einzelner Plesiosaurer (*Pl. dolichodeirus*) beobachteten Theilung der Halsrippen zu verwechseln.

mit Hülfe dieser Beobachtungen hintere Hals- und Sacralwirbel in der Mehrzahl der Fälle von einander unterscheiden zu können.

Seeley's Definition der Sacralwirbel ist übrigens umfassender als die von Owen angewandte. Da aber für beide Auffassungen der Nachweis noch zu führen ist, dass die als sacrale bezeichneten Wirbel wirklich dem Os sacrum entsprechen, so schliesse ich mich Seeley an, dessen Auffassung entschieden eine schärfere Begrenzung gegen die angrenzenden Wirbelregionen zulässt. Owen würde einen Theil von Seeley's Sacralwirbeln als lumbare bezeichnen, denn er sagt[1]: »Perhaps the two anterior to the sacral, in which the centrum shows part of the costal surface, might be regarded as lumbar vertebrae.«

1. Plesiosaurus balticus n. sp.

In einem Block eines glaukonitischen, zahlreiche kleine Glimmerblättchen führenden Sandsteins, den ich nach Vergleich mit anderen *Inoceramus cardissoides* und *Actinocamax westphalicus* führenden Geschieben für tiefstes Unter-Senon[2]) ansprechen muss, fanden sich zahlreiche Knochenfragmente, die offenbar alle einem Individuum der Gattung *Plesiosaurus* angehört haben. Der Block wurde bei Marienburg in Westpreussen gefunden und ging aus der Sammlung des Sanitätsrathes Dr. Marschall in das Provinzial-Museum der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft über, woselbst er durch Herrn Dr. Klebs präparirt wurde.

Neben vielen kleineren Bruchstücken dürften besonders die folgenden Reste der Beschreibung werth sein.

a. Hinterer Halswirbel (Taf. XIII, Fig. 1a—c).

Dieser Wirbel ist besonders in seinem Proc. spinosus gut erhalten, aber durch seitlichen Druck in den Lagebeziehungen seiner

---

[1]) Foss. Rept. Lias. Form. P. III, p. 22.

[2]) Die Bestimmung des engeren geognostischen Horizonts eines Geschiebes nach seinen petrographischen Eigenthümlichkeiten ist natürlich nicht über allen Zweifel erhaben. Conf. Schröder, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, S. 243 bis 287.

Theile etwas verschoben, weshalb ich von einer Angabe seiner Maassverhältnisse abstrahire.

Die Concavität der vorderen terminalen Gelenkfläche ist sehr bedeutend und der bei dem später zu beschreibenden Rückenwirbel beobachteten entsprechend, wogegen die hintere Gelenkfläche weniger vertieft erscheint. Der äussere Rand ist so stark abgeschrägt, dass nach dem inneren Theil der Gelenkfläche eine firstartige (nicht gerundete wie bei *Pl. ichthyospondylus*) Kante gebildet wird. Diese Randzone verschmälert sich jederseits allmählich nach oben, verschwindet unter dem Neuralkanal ganz und ist mit einer groben, unregelmässig concentrischen Streifung versehen, die zwischen sich ebenfalls unregelmässige Vertiefungen aufnimmt. Das Centrum der Gelenkfläche wird von einem etwas hervortretenden Querwulst, der in seiner unteren Hälfte eine sehr kleine, aber auch an den Gelenkflächen der übrigen Wirbel deutlich wahrnehmbare Grube trägt, eingenommen.

Die Seitenfläche des Wirbelkörpers ist nur wenig concav eingezogen, am bedeutendsten unter den Parapophysen und fast verschwindend auf der unteren Fläche.

Constant findet sich an den Wirbeln von *Pl. balticus* jederseits ein Nahrungsloch (*v*) unter der Parapophyse, während von den gewöhnlich in der Zweizahl vorhandenen Eingängen zu den Nahrungskanälen der unteren Fläche an dem hinteren Halswirbel und dem weiter unten zu beschreibenden Rückenwirbel nur einer erhalten ist; bei ersterem ist das rechte, bei letzterem das linke Nahrungsloch verwachsen, ein Zeichen dafür, dass die vorliegenden Wirbel einem alten, ausgewachsenen Thiere angehört haben.

Die Pleurapophysen und Neurapophysen sind nur zum Theil erhalten, doch lässt sich nach dem Vorhandenen ein ziemlich genaues Bild ihrer Form bei vollständiger Erhaltung reconstruiren. Einen eigenthümlichen Bau weist die Pleurapophyse auf. Die linke, in ihrem oberen Theil (*dp*) erhalten, strebt vom Wirbelkörper direkt seitwärts, so dass ihre gerundete obere Fläche in einer Ebene mit dem Boden des Neuralkanals liegt. Die Rippengelenkfläche ist in dorsoventraler Richtung verlängert (circa $2^1/_2$ so lang als breit) und schaut mit $^1/_4$ Wendung nach hinten. Die

rechte Pleurapophyse, welche besonders in ihrem unteren Theile erhalten ist, zeigt mit Deutlichkeit die für die hinteren Halswirbel (Pectoralwirbel Seeley's) charakteristische Theilung durch die Sutura neurocentralis. Der untere, bei weitem kleinere Antheil trägt eine deutliche Gelenkfläche (*pp*), die in ihrer vorderen Hälfte nach hinten, in ihrer hinteren seitwärts sieht. — Der obere Theil der Pleurapophyse gehört zur Neurapophyse und entspricht der Diapophyse der Rückenwirbel, der untere Theil schliesst sich dem Wirbelkörper an und entspricht der Parapophyse der vorderen Halswirbel.

Die Beschreibung der Neurapophysen und des Neuralkanals bleibt für den besser erhaltenen Rückenwirbel reservirt.

Der Processus spinosus des hinteren Halswirbels hat folgende Maasse:

Höhe (d-v) [1]		0,092 Meter
Länge an der Basis	(cr-cd)	0,057 »
» » » Spitze		0,041 »
Breite an der Basis	(r-l)	0,040 »
» » » Spitze		0,018 »

Der Pr. spinosus ist hiernach sehr kräftig entwickelt; cranialwärts wird er durch eine wenig gekrümmte Kante begrenzt, die, unten scharf zugehend, sich nach oben verbreitert. Die untere Hälfte der hinteren Fläche wird von einer langgezogenen, spaltartigen Grube eingenommen, welche, von dem Neuralkanal durch eine dünne, aber scharf zugehende Querwand getrennt, unten gerundet ist und nach oben spitz zuläuft, indem die die Grube seitlich begrenzenden Kanten [2]) nach oben convergiren und in die obere, vollständig scharfe Kante des Pr. spinosus übergehen.

Von einem hinteren Halswirbel (Taf. XIII, Fig. 2 a u. b) ist nur der rechte Seitentheil erhalten. Die Pleurapophyse besteht aus zwei Theilen, der Diapophyse und der Parapophyse. Die erstere stellt einen kurzen, aber kräftigen, nach unten und

---

[1]) d-v = dorsoventral, cr-cd = cranialcaudal, r-l = rechts-links.

[2]) Vielleicht muss dieser Theil der dorsalen Fortsätze des Wirbelkörpers noch als zur Neurapophyse gehörig betrachtet werden.

hinten strebenden Fortsatz der Neurapophyse dar und trägt eine ovale convexe Gelenkfläche, die mehr nach hinten, als nach der Seite gerichtet ist. Der untere parapophysiale Antheil besteht in einem stumpfartigen, sehr niedrigen Fortsatze des Wirbelkörpers und trägt eine nach der Seite gerichtete, concave Gelenkfläche. Die Grenze zwischen beiden Theilen der Pleurapophyse ist nicht deutlich, da an dieser Stelle ein Bruch durchgeht; jedoch scheinen sie durch einen Einschnitt getrennt zu sein. Ausserdem beweisen die verschiedenartige Richtung und Form der beiden Theile zur Genüge ihren verschiedenen Ursprung.

b. Rückenwirbel (Taf. XIV, Fig. 1a—c).

Der Wirbelkörper ist an diesem Stück besser erhalten als an dem vorigen, und ich gebe deshalb die genauen Maasse:

Länge des Wirbelkörpers	(cr-cd)	0,055	Meter
Breite » »	(r-l)	0,086	»
Höhe » »	(d-v)	0,081	»
Höhe des Neuralkanals	(d-v)	0,023	»
Breite » »	(r-l)	0,020	»

Vergleicht man die Grössenverhältnisse des Dorsalwirbels mit den vorbeschriebenen Resten der hinteren Halswirbel, so lässt sich constatiren, dass letztere an Länge merklich abnehmen, ein Umstand, der darauf hindeutet, dass *Pl. balticus* in die Gruppe der kurzhalsigen Plesiosaurier gehört.

Die fast kreisrunden Gelenkflächen sind stark vertieft, zeigen aber im Uebrigen ganz dieselben Eigenthümlichkeiten wie diejenigen des hinteren Halswirbels. In gleicher Weise sind die äusseren Flächen dieses Wirbels gebildet.

Abweichend ist nur der Bau der gut erhaltenen Pleurapophyse und bedarf daher einer genaueren Beschreibung. Sie wird durch einen kräftigen Fortsatz von lang elliptischem Querschnitt (parallele der Symmetrieebene des Wirbels) dargestellt und scheint ihrer Lage nach sowohl zur Neurapophyse als zum Wirbelkörper zu gehören, was jedoch in Wahrheit nicht der Fall ist, da sie nur der Diapophyse (*dp*) entspricht (siehe unten). Ihre obere Kante ist circa 0,02 Meter von der Mediane des

Wirbelkörpers weiter entfernt als die untere Ecke. Die Gelenkfläche für die Rippe hat die Gestalt eines langgezogenen Dreiecks mit kurzer oberer und langer Vorder- und Hinterseite. Gegen den Körper der Diapophyse ist die Gelenkfläche durch eine scharfe, stellenweise leistenartig hervortretende Kante begrenzt. Die Oberfläche ist glatt, in ihrem oberen und hinteren Abschnitt wenig convex, dagegen unten stark gewölbt. Von der unteren, etwas nach vorne gezogenen Ecke der Diapophyse läuft nach unten und hinten eine gerundete Leiste zu einer warzenartigen Erhebung (*pp*), die sich nach vorne und unten sanft in die Seitentheile des Wirbelkörpers verflacht, während sie hinten und oben, steil-abfallend, durch eine deutliche Rinne begrenzt wird. Diese Warze ist als das Rudiment der Parapophyse der Halswirbel zu betrachten; da also die eigentliche Rippengelenkfläche vollständig von der Diapophyse geliefert wird, halte ich den vorliegenden Wirbel für einen der ersten Dorsalwirbel [1]).

Von der vorderen oberen Ecke der Diapophyse läuft in stark concaver Krümmung eine gerundete Kante zur vorderen Ecke der Praezygapophyse (prz). Dieselbe (cf. Taf. XIII, Fig. 1c) tritt bedeutend über den vorderen Rand des Wirbelkörpers hervor, breitet sich von ihrer nur schwachen Wurzel ab nach oben plattenartig aus und trägt als Gelenkfläche mit der Postzygapophyse des vorhergehenden Wirbels eine breit-ovale, mit scharfer Kante gegen den Körper der Zygapophyse abgesetzte Ebene, die nur wenig von der Horizontalen abweichend, etwas nach innen geneigt ist. Die Zygapophysen sind nur als vordere resp. hintere seitliche Fortsätze der Neurapophyse zu betrachten. Während nun die Praezygapophyse durch ihre Verbinduug mit der Diapophyse und ihre direkte Theilnahme an der Begrenzung des Neuralkanals die vordere Kante der Neurapophyse bedeutend verstärkt, ist die hintere Kante derselben sehr schwach, indem äussere und innere Fläche der Neurapophysen allmählich näher an einander treten und in einer scharfen Kante

[1]) Owen, Foss. Rept. Cret. Form. P. I, p. 66, Tab. XXI, Fig. 1 beschreibt bei seiner Species *Pl. pachyomus* etwas Aehnliches, betrachtet jedoch diesen Wirbel noch als letzten Halswirbel. Da die Rippe aber kaum mit der nur als Warze vorhandenen Parapophyse gelenkt hat, so ist nach Owen's eigener Definition (siehe oben) der betreffende Wirbel als Rückenwirbel zu bezeichnen.

in einander übergehen. Die Postzygapophysen sitzen höher als die Praezygapophysen, eigentlich an der oberen Decke des Neuralkanals und stehen näher an einander. Leider sind an den vorhandenen Wirbeln nur ihre Stümpfe erhalten.

Die Gestalt des Neuralkanals lässt sich an dem vorliegenden Wirbel und an einigen Steinkernen, die bei der Präparation herausgefallen sind, sehr gut studiren. Sein Querschnitt ist ein gleichseitiges Dreieck mit stark gerundeter oberer Ecke. Der Boden des Neuralkanals ist eben, nur in der Mitte sinkt er etwas ein, um sich zu den beiden Nahrungslöchern zu vertiefen. Seine Flanken sind etwas eingezogen, so dass auf den Steinkernen eine längliche Grube sichtbar wird. Die vordere Oeffnung des Neuralkanals liegt in einer Ebene mit der vorderen terminalen Gelenkfläche, während die hintere etwas nach vorne zurücktritt, wodurch zwischen je 2 aufeinanderfolgenden Wirbeln das Foramen intervertebrale entsteht.

Der Bau der eben beschriebenen Wirbel zeigt so viele Eigenthümlichkeiten, dass die Gründung einer neuen Species nothwendig erschien. Eine Aehnlichkeit, in der Länge des Pr. spinosus und der randlichen Abschrägung der terminalen Gelenkfläche bestehend, kann ich nur mit der Species *Pl. Bernardi* Owen 1854[1]) constatiren; jedoch sind auch mehrere bedeutende Unterschiede vorhanden:

Pl. Bernardi Owen 1854.	*Pl. balticus* n. sp.
Die terminale Gelenkfläche ist glatt, mit centraler Grube.	Die terminale Gelenkfläche ist runzelig, mit centralem Querwulst.
Der Neuralkanal ist vollständig rund und in den Wirbelkörper eingesenkt.	Der Neuralkanal ist dreieckig und liegt über dem Wirbelkörper.
Die Zygapophysen schliessen sich enge an die Neurapophysen an.	Die Zygapophysen sind scharf gegen die Neurapophysen abgesetzt.
Die hintere Fläche des Pr. spinosus zeigt eine flache Hohlkehle.	Die hintere Fläche des Pr. spinosus zeigt eine starke Spalte.

[1]) Foss. Rept. Cretac. Form. P. I, p. 60, Tab. XVIII.

c. Rippen (Taf. XIV, Fig. 3—6).

Von zahlreichen Rippenfragmenten, die neben den vorbeschriebenen Wirbeln gefunden wurden, scheinen mir die auf Taf. XIV, Fig. 3 — 6 abgebildeten einer Beschreibung werth zu sein.

Fig. 6 deute ich als ein dem dorsalen Theil einer linken Rippe angehöriges Fragment. Dasselbe hat am ventralen Ende, abgesehen von der hinteren scharfen Kante, einen elliptischen Querschnitt (Fig. 6c), welcher dorsalwärts durch von oben nach unten gehende Verbreiterung der Rippe platter wird. Die hintere Fläche ist nahezu eben; nach oben resp. aussen wird sie von einer scharfen Kante begrenzt, während sie nach unten resp. innen mit allmählicher Rundung in die innere und vordere Fläche übergeht.

Die Rippen verbreitern und platten sich dorsalwärts bedeutend ab, bis sie in dem einfachen Gelenkkopf endigen. Fig. 3 — 5 geben die Ansichten mehrerer solcher Gelenkköpfe. — Der stärkste (Fig. 5) dürfte seiner Grösse nach dem auf Taf. XIV, Fig. 1 abgebildeten Rückenwirbel oder einem ihm benachbarten angehört haben. Die Gelenkfläche der Rippe ist in ihrer Form der Gelenkfläche der Diapophyse gleich und weist entsprechend der Convexität derselben eine concave Vertiefung mit hervortretendem Rande auf. — Fig. 3 zeigt einen Rippengelenkkopf, der, bedeutend schwächer als der vorige, einem hinteren Halswirbel angehört haben mag, deren Typus auf Taf. XIII abgebildet ist; der Grösse nach passt er am besten zu Fig. 2 derselben Tafel. Entsprechend den beiden verschiedenartigen Theilen der Pleurapophyse dieses Wirbels zeigt die Gelenkfläche der Rippe eine senkrecht zu ihrer Axe laufende kleinere und eine nach oben zurückgebogene grössere Partie. Erstere hat mit der Parapophyse, letztere mit der Diapophyse gelenkt. — Fig. 4 gehört nach Grösse und Form der Gelenkfläche zwischen beide soeben beschriebene Gelenkköpfe. Erwähnenswerth ist an diesem Fragment eine dreieckige Facette, die, von der eigentlichen Gelenkfläche ausgehend, auf die obere dorsale Fläche übergeht und einen etwas erhöhten, runzligen Rand besitzt.

Aus den zahlreichen beobachteten Bruchflächen der Rippen geht hervor, dass dieselben bis hoch in die Gelenkköpfe hinauf hohl resp. von Mark erfüllt waren (Fig. 6 c).

d. Zähne (Taf. XIV, Fig. 7 u. 8).

Neben den Wirbeln und Rippen lagen in demselben Block auch 2 Zähne, die also augenscheinlich zu demselben Individuum von *Pl. balticus* gehört haben.

Der erste (Fig. 7), bei weitem grössere, unterscheidet sich in seiner allgemeinen Form nicht wesentlich von den bereits bekannten Plesiosaurier-Zähnen. Dieselbe ist langgezogener (wenigstens 0,04 Meter lang) Kegel mit bogiger Krümmung. Im Querschnitt ist der Zahn unten und oben (soweit er erhalten ist) vollständig rund. Auffallend und von allen bisher beschriebenen Plesiosaurier-Zähnen abweichend ist nur die Sculptur der Krone. Ihre concave Fläche und die Flanken tragen, auf letzteren etwas höher beginnend, die typischen Schmelzfalten, die in ihrem kürzeren oder längeren Verlauf der Spitze zustreben und stellenweise knickartig gebogen sind. Dagegen ist die convexe Fläche glatt, eine Faltung wird hier nur durch minimale längliche Erhebungen an der Grenze von Zahnwurzel und Email angedeutet. Die Sculptur giebt an diesem Zahn also ebenso wie die Krümmung einen Unterschied von innen und aussen resp. vorne uud hinten an. Leider ist die Spitze an dem Zahne nicht erhalten, weshalb ich seine Grösse nicht genau angeben kann.

Der zweite Zahn (Fig. 8) ist sehr viel kleiner und möglicherweise nur ein Ersatzzahn gewesen. Auch an ihm ist die äusserste Spitze abgebrochen, seine Länge hat jedoch wenig mehr als 0,016 Meter betragen, wovon 0,013 Meter auf die Zahnwurzel kommen. Der Querschnitt ist wenig elliptisch (0,004 : 0,005), indem der grössere Durchmesser von der convexen nach der concaven Fläche geht. Die Zahnwurzel krümmt sich nur schwach, während die eigentliche Krümmung und die sehr plötzliche Verjüngung auf die Zahnkrone beschränkt ist. Wie bei dem vorbeschriebenen Zahn ist ein Unterschied zwischen

concaver und convexer Oberfläche in Bezug auf die Sculptur vorhanden. Die concave Fläche ist mit feinen Falten geziert, während die convexe bis auf eine genau in der Mediane verlaufende Falte glatt erscheint und an ihrer Grenze nach der Zahnwurzel vereinzelte kleine Knötchen als Andeutung der nicht entwickelten Falten trägt.

Vergleicht man die beiden vorliegenden Zähne mit bereits beschriebenen, so muss die Uebereinstimmung in der Grösse und äusseren Gestalt mit den echten Plesiosaurierzähnen hervorgehoben werden, jedoch ist es immerhin bemerkenswerth, dass die Zähne von *Pl. balticus* eine Aehnlichkeit mit den Zähnen der Gattung *Pliosaurus* Owen betreffs der Oberflächenskulptur aufweisen; hier wie dort zeichnet sich die Convexfläche der Zähne durch das Fehlen resp. die rudimentäre Ausbildung der Falten aus. Der Unterschied besteht, abgesehen von der Grösse, darin, dass die glatte Fläche der *Pliosaurus*-Zähne jederseits von Kanten eingefasst ist, die durch ihr starkes Hervortreten dem Zahne einen fast dreieckigen Querschnitt geben.

Als letzten Rest aus dem Marienburger Sandsteinblock erwähne ich ein Schädelfragment, das aber wegen seiner schlechten Erhaltung nicht der Beschreibung werth ist.

e. Humerus (Taf. XIV, Fig. 2a—c).

Humerus und Femur sind bei einzelnen Plesiosaurier-Species einander so ähnlich gebildet, dass man, wenn ihre Lage zum Skelett nicht bekannt ist, beide schwer unterscheiden kann. Jedoch giebt Owen als Criterium des Humerus an, dass die ulnare Seite des distalen Endes deutlicher und stärker gebogen ist, als beim Femur, der häufig diese Krümmung garnicht aufweist. Auf Grund dessen halte ich mich für berechtigt, den vorliegenden Knochen für einen Humerus anzusehen. Derselbe ist bei Uderwangen südlich von Königsberg in einem Sandsteine gefunden, der nach seinem petrographischen Charakter als untersenoner angesprochen werden muss, da ich in dem gleichen Gestein *Inoceramus cardissoides* gefunden habe.

Der gleiche geognostische Horizont und der Umstand, dass der Humerus hinsichtlich seiner Grösse sehr wohl zu den vorher beschriebenen Wirbeln des *Pl. balticus* gehören kann, sind die einzigen Gründe, welche mich veranlassen, den Humerus zu derselben Species zu stellen. Sie genügen natürlich in keiner Weise, um diese hypothetische Zusammengehörigkeit sicher zu stellen.

Die Maasse des Humerus sind folgende:

Länge vom höchsten Punkt des Gelenkkopfes bis zum distalen Ende, soweit es erhalten ist	0,395 Meter
Breite des proximalen Endes (e-i)[1] . .	0,152 »
» » Gelenkkopfes (e-i)	0,096 »
» » Trochanter (e-i)	0,058 »
Länge des Gelenkkopfes (r-u)	0,092 »
» » Trochanter (r-u)	0,081 »
Umfang des Collum	0,284 »
Breite » » (e-i)	0,075 »
Länge » » (r-u)	0,094 »
Länge des distalen Endes (r-u) . . .	0,179 »
Dicke » » » (e-i) . . .	0,050 »

Dieser Humerus ist hiernach ein ausserordentlich grosser und kräftiger Knochen, aber trotzdem doch nur von mittlerer Grösse im Vergleich mit ähnlichen Resten aus dem Kimmeridge-Clay Englands.

Das proximale Ende hat einen langelliptischen Querschnitt, dessen grösserer Durchmesser von aussen nach innen geht. Es ist in zwei ungleiche Theile getheilt; der grössere Antheil stellt den kugeligen, kräftig entwickelten Gelenkkopf (*c*) dar, während der kleinere nach aussen gelegene Theil dem Trochanter (*t*) entspricht. Letzterer ist oben flach und von elliptischer radial-ulnar verlängerter Gestalt. Die Oberfläche des Gelenkkopfes ist im Leben jedenfalls glatt gewesen, erscheint jedoch an dem versteinerten Stück nur wegen Fortfall des knorpeligen Belags und

---

[1]) e-i = extern-intern, r-u = radial-ulnar.

Anhaften des umgebenden Gesteins rauh; am inneren Rande treten einige grubige Vertiefungen auf, die demselben Zweck gedient haben, wie diejenigen, mit welchen die Oberfläche des Trochanter und die Trochanter und Gelenkkopf trennende Furche (*s*) besäet ist, nämlich der Anheftung von Muskelsehnen und Bändern. Die eben genannte Furche ist am flachsten und schmalsten an der Stelle, an welcher Trochanter und Gelenkkopf einander am meisten nähern, vertieft sich dann ulnar- und radialwärts, um sich auf den ulnaren und radialen Seitenflächen des Proximalendes als breite, flache Rinnen auszubreiten.

Der Hals des Humerus entsteht dadurch, dass sich die äussere und innere Fläche stark einziehen, während auf der Ulnarseite eine Einziehung gar nicht vorhanden und auf der Radialseite nur schwach angedeutet ist. Zu bemerken bleibt noch, dass die vordere und hintere Fläche des Gelenkkopfes und des proximalen Theiles des Collum ringsum vollständig rauh erscheint, dagegen die entsprechenden Theile des Trochanter vollständig glatt sind.

Das distale Ende des Humerus, das leider nicht vollständig ist, zeigt eine starke ulnar-radiale Verbreiterung und dementsprechend eine bedeutende Abplattung. Wie schon oben bemerkt wurde, ist die Ulnarkante des distalen Endes stark eingebogen, während die Radialkante geradlinig verläuft.

Da der eben beschriebene Humerus besonders in der Bildung seines proximalen Endes merkwürdige Eigenthümlichkeiten besitzt, muss ich des Vergleiches halber auf den Bau desselben bei anderen *Plesiosaurus*-Arten näher eingehen. Mehrere Plesiosaurier des Lias, deren Typus *Pl. dolichodeirus* ist, haben ein einfaches Proximal-Ende, d. h. ein kugliger Gelenkkopf, der die ganze obere Partie einnimmt, gelenkt mit dem Schultergürtel, ohne dass eine Spur des Trochanter vorhanden wäre. Aber schon bei *Pl. rugosus* Owen [1]) wird ein Trochanter dadurch angedeutet, dass der äussere Theil des Gelenkkopfes etwas hervortritt und durch ulnar- und radialverlaufende Längsdepressionen von dem eigentlichen Caput humeri abgetrennt wird. Am deutlichsten abgebildet ist

[1]) Rept. Lias. Form. P. III, p. 36, Tab. XIV.

dieses Verhalten des proximalen Endes des Humerus von KIPRIJANOFF[1]) an mehreren Resten, die im Sewersker Osteolith gefunden und als *Pl. Helmersenii* beschrieben wurden.

Schon 1839 beschrieb jedoch OWEN[2]) aus dem Kimmeridge clay 2 Humeri, deren proximales Ende durch Entwicklung eines starken Trochanter so abweichend von dem bisher bekannten Typen war, dass er einem derselben den bezeichnenden Speciesnamen »*trochanterius*« beilegte. An diesem interessanten Rest war an der äusseren Seite ein kräftiger Trochanter entwickelt, der sogar den Gelenkkopf überragte und von ihm durch einen tiefen Einschnitt getrennt war. 1839 liess OWEN diesen Humerus noch bei der Gattung *Plesiosaurus*, während er ihn 1841[3]) auf Grund der grossen Abweichung von dem typischen Charakter der Gattung *Plesiosaurus* zu seiner 1840[4]) nur auf Zähne gegründeten Gattung *Pliosaurus* stellte. Eine Abbildung dieses eigenthümlichen Humerus giebt PHILLIPS[5]); es lässt sich darnach constatiren, dass der preussische Humerus allerdings eine bedeutende Aehnlichkeit mit dem englischen aufweist, aber sich auch wieder dadurch unterscheidet, dass der Trochanter das Caput humeri nicht überragt und überhaupt weniger kräftig entwickelt ist als bei dem englischen.

HULKE[6]) beschreibt dann später als *Pl. Manselii* aus dem Kimmeridge clay Reste eines Sauriers, dessen Humerus sich ebenfalls durch Abschnürung einer trochanterialen Partie von den typischen Arten der Gattung unterscheidet. Zugleich macht er darauf aufmerksam, dass mit der Differenzirung des proximalen Endes auch das Distalende einer Veränderung unterworfen ist. Zu den zwei, bei den typischen *Pl. dolichodeirus* auftretenden Gelenkfacetten kommt an dem Humerus und Femur des *Pl. rugosus, trochanterius, Manselii* und *portlandicus*[7]) noch eine dritte Gelenk-

---

[1]) Mém. de l'Acad. sc. Pétersb. VII. sér., Tom. XXX, P. II, Taf. X, Fig. 1 u. 2.

[2]) Report Brit. Assoc. 1839, p. 85.

[3]) Report Brit. Assoc. 1841, p. 64.

[4]) OWEN, Odontography, p. 283.

[5]) Geology of Oxford and Valley of Thames p. 364.

[6]) Quart. Journ. Geol. Soc. XXVI, p. 619.

[7]) *Pl. Helmersenii* KIPRIJ. l. c. p. 28, Taf. X, Fig. 4 u. Taf. XIV, Fig. 1 gehört ebenfalls hierher.

fläche an der ulnaren (resp. fibularen) Seite hinzu, mit welcher ein Knochen gelenkt, den Owen als das Homologon der Fabella (Pr. styloideus des Menschen) betrachtet. — Leider ist an dem preussischen Humerus das Distalende nicht so weit erhalten, dass diese Verhältnisse beobachtbar wären.

Der Vergleich des preussischen und der englischen Humeri führt allerdings dazu, beide in nahe Beziehung zu einander zu bringen. Jedoch zwingt die Verwandtschaft mit *Pliosaurus trochanterius* Owen durchaus nicht zu dem Schluss, dass das preussische Exemplar der Gattung *Pliosaurus* angehört, da man in dem von der Gattung *Plesiosaurus* abweichenden Bau des Humerus wohl einen generischen Unterschied finden kann, aber dadurch noch gar keinen Anhalt für die Zugehörigkeit zu *Pliosaurus* beigebracht hat. Das Zusammenvorkommen des englischen Humerus mit einzelnen Zähnen der Gattung *Pliosaurus* in derselben Schicht liefert den Beweis der Zusammengehörigkeit beider Reste nicht, denn erst durch Vergleich mit einem vollständigen Skelett, an welchem sich die einzelnen Theile in möglichst natürlicher Anordnung befinden, kann die Zugehörigkeit einzel gefundener Fragmente zu einer Species resp. Gattung bewiesen werden. — Ebenso wenig lässt sich daraus, dass Seeley [1]) *Pl. Manselii,* dessen Humerus, wie oben constatirt, einen gleichen Bau des Proximalendes besitzt, zu seiner Gattung *Muraenosaurus* stellt, eine Beziehung des preussischen Humerus zu dieser Gattung der Elasmosauriden [2]) folgern.

Ein kurzes Resumé möge die Beschreibung schliessen:

Plesiosaurus balticus, zu den kurzhalsigen Plesiosauriern gehörig, hat Hals- und Rückenwirbel mit rundem Querschnitt und tiefer Concavität der Gelenkfläche. Der Pr. spinosus ist kräftig und zeigt auf der hinteren Fläche einen tiefen Spalt. Der Neuralkanal besitzt einen gerundet- dreiseitigen Querschnitt. Die Zähne sind auf der convexen Seite glatt. Der kräftige Humerus

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. XXX, p. 448.

[2]) Cope, Vertebr. cretac. form. of the West p. 70 ff., Rep. Geol. Survey Vol. 2, 1875.

hat ein Proximalende mit deutlich abgesetztem und von dem Gelenkkopf durch eine Furche getrennten Trochanter. Geognostischer Horizont: Untersenon des Ostbalticum.

2. Plesiosaurus Helmersenii Kiprijanoff.

Studien über die fossilen Reptilien Russlands II. Mém. de l'Acad. imp. des scienc. de St. Pétersbourg VII, sér. tome XXX, No. 6, 1882, p. 17—32, Taf. V, Fig. 1. 5; Taf. VI, Fig. 5; Taf. VII; Taf. VIII, Fig. 1—3; Taf. IX, Fig. 1. 2. 4; Taf. X—XIV.

Zu dieser Art ziehe ich zwei als Geschiebe gefundene Wirbel. Das anhängende Gestein beweist für beide ein obersenones Alter.

a. Halswirbel (Taf. XV, Fig. 1a—c).

Der erste, ein Halswirbel, ist bei Gumbinnen gefunden und wird im Königl. Mineralogischen Museum zu Königsberg i. Pr. aufbewahrt. Durch seine im Verhältniss zur Höhe ausserordentlich bedeutende Länge und Breite (0,105 Meter lang, 0,107 Meter breit, und 0,072 Meter hoch) zeichnet er sich vor den anderen Wirbeln aus. Die terminale Gelenkfläche ist nierenförmig, mit gerundeter oberer und eingezogener unterer Seite. Sie vertieft sich nur äusserst wenig und zwar liegt die grösste Concavität beiderseits des Centrum als zwei senkrecht stehende Depressionen, die in der Mitte durch einen schmalen flachen Kanal verbunden sind. Von der Mitte des Wirbelkörpers nach den beiden terminalen Gelenkflächen wird die zellige Struktur des Knochens allmählich feiner und engmaschiger; auf die Gelenkoberflächen selbst ist ein ganz fein poröses Knochengewebe in einer dünnen Lage aufgetragen, die an der am besten erhaltenen Stelle durch eine deutliche mit dem Rande des Wirbelkörpers parallellaufende Linie (Fig. 1a) begrenzt wird. Von dieser Linie nach innen erhebt sich diese Lage polsterartig, ein Umstand, der für eine Deutung desselben als eine mit dem Wirbelkörper verwachsene Epiphyse spricht. Ebenso dürften auch ähnliche bei verschiedenen anderen Wirbeln von mehreren Autoren abgebildete polsterartige Erhebungen zu deuten sein.

Die Seitenflächen des Wirbelkörpers sind wenig concav, am bedeutendsten unter einer Kante (k), die sich in der Längsrichtung

nicht weit unter der Basis der Neurapophyse erstreckt. An der Uebergangsstelle von der seitlichen in die untere Fläche des Wirbels geht, nur um ein Geringes mehr von der vorderen als der hinteren Terminal-Gelenkfläche abstehend, ein starker an der Basis 0,048 Meter langer (cr-cd) und 0,022 breiter Fortsatz ab, die Parapophyse (pp) oder die nur als Stumpf erhaltene Halsrippe.

Die untere Fläche ist im Allgemeinen flach und stellt ein in der Sagittalebene des Wirbels verlängertes Rechteck dar. Jederseits heben sich auf den Langseiten die Parapophysen heraus, in der Mitte liegen die beiden durch eine flache Brücke getrennten, langelliptischen Nahrungslöcher. Rechts und links von ihnen erheben sich gerundete Kanten, die in der Längsrichtung ziehend, nach vorne und hinten sich verbreitern und stärker hervortreten; an den Rand der Gelenkflächen angekommen, verlaufen sie, nach aussen umbiegend, in die Oberfläche des Wirbelkörpers, während sie nach innen, mit dem Rand der terminalen Gelenkfläche abschneidend, die charakteristische mittlere Einsenkung (s) der unteren Fläche verursachen.

Die im Verhältniss zur Grösse des Wirbels ausserordentlich schmalen (nur 0,021 Meter an der Basis breit) Neurapophysen endigen, soweit sich dies bei der mangelhaften Erhaltung constatiren lässt, kurz vor der vorderen und hinteren Gelenkfläche. Sie schliessen einen sehr engen Neuralkanal (nc) ein, der sich nach vorne [1]) entschieden etwas erweitert und in der Mitte seines Bodens von den langgezogenen, gegen einander verschobenen und durch ein dünnes Septum getrennten Oeffnungen für die beiden Nahrungskanäle durchbohrt ist.

Um die Identität des eben beschriebenen Wirbels mit den von Kiprijanoff l. c. unter dem Namen *Pl. Helmersenii* veröffentlichten zu beweisen, ist die folgende Tabelle zusammen gestellt, welche die absoluten und relativen Grössenverhältnisse der russischen und preussischen Wirbel enthält. Zum Vergleich sind natürlich nur Halswirbel herangezogen.

---

[1]) Hinten ist die Erhaltung zu schlecht.

	Russland[1]		Preussen	Russland	
	Taf. XI, Fig. 3	Taf. XI, Fig. 2	Taf. XV, Fig. 1	Taf. XI, Fig. 1	Taf. VIII, Fig. 2
Länge	134 (100)[2]	130 (100)	105 (100)	70 (100)	66 (100)
Breite	121—126 (90—94)	120 (92)	107 (102)	85 (121)	83 (126)
Höhe	88—92 (66—69)	90—110 (69)	72 (69)	55—60 (78—86)	59 (89)

Aus der Tabelle geht hervor, dass sich der preussische Wirbel in Bezug auf seine relative Grösse vorzüglich in die russischen einordnen lässt. Was seine absolute Grösse anbetrifft, so steht er in der Mitte zwischen den grössten und kleinsten von Kiprijanoff beschriebenen.

Die grösste Aehnlichkeit stellt sich heraus bei einem Vergleich des preussischen Wirbels mit Kiprijanoff's Taf. XI, Fig. 3. Hier wie dort treten die nierenförmige, flache Gelenkfläche mit der Einsenkung der unteren Fläche, die seitliche Kante an der Basis der Neurapophysen und die schmalen, einen sehr engen Neuralkanal einschliessenden Neurapophysen auf. Ich halte die Uebereinstimmung für vollkommen und glaube mit Bestimmtheit die Identität des preussischen und russischen Wirbels aussprechen zu können.

b. Hinterer Halswirbel (Taf. XV, Fig. 2a—c).

Ausserdem liegt mir noch ein Wirbel vor, den ich mit *Pl. Helmersenii* identificiren muss. Er wird in der Sammlung des mineralogischen Universitäts-Museums zu Königsberg aufbewahrt

[1]) Bei den russischen Wirbeln sind die Tafel- und Figurennummern der Kiprijanoff'schen Arbeit angegeben. Da die Maasse im Text mehrfach nicht vorhanden sind, so mussten sie in dieser und der folgenden Tabelle von der Abbildung hergenommen werden. Die Wirbel Taf. VIII, Fig. 2 u. 3 sind wegen ihrer augenscheinlich abnormen Gestalt nicht aufgenommen.

[2]) Die erste Zahl ist das absolute Maass, die eingeklammerte Zahl stellt das relative Maass, die Länge = 100 gesetzt, dar.

und ist, obwohl ohne Fundort, ein entschieden preussisches Geschiebe der Mucronatenkreide, wie aus dem anhängenden Gestein hervorgeht.

Durch die Lage und Form der Pleurapophyse documentirt er sich als einer der hinteren Halswirbel. Seine Gestalt ist absolut verschieden von der des eben beschriebenen vorderen Halswirbels, bedingt durch die geringe Länge (0,072 Meter) im Verhältniss zur Breite (0,094 Meter) und zur Höhe (0,079 Meter). Die Form der terminalen Gelenkfläche ist elliptisch mit grösserem Querdurchmesser. Die Gelenkfläche ist ausserordentlich flach concav; die stärksten Vertiefungen liegen in der oberen Hälfte jederseits einer der Mitte des oberen Randes nach dem Centrum vordringenden platten Erhebung und haben halbmondförmige Gestalt; das Centrum selbst ist zu einer kleinen Grube vertieft. Von der an dem vorderen Halswirbel beobachteten Epiphyse ist nichts vorhanden und deshalb der Rand der Gelenkfläche auch sehr viel schärfer ausgeprägt.

Die Seitenflächen sind mässig concav, werden aber nach unten allmählich concaver, bis der Wirbelkörper, von unten gesehen, sehr stark eingezogen erscheint. Die etwas länglichen Nahrungslöcher der Unterseite liegen sehr weit (0,06 Meter) von einander entfernt.

Die Neurapophysen stellen sich als langgezogene (0,06 Meter lang), schmale (0,013 Meter breit) Wände des Neuralkanals dar, der an seiner hinteren Oeffnung 0,031 Meter breit ist und sich in der Mitte verengt. Der Boden des Neuralkanals ist leider mit festem, nicht entfernbarem Gestein bedeckt, so dass sich über die Oeffnungen der Nahrungskanäle nichts sagen lässt.

Etwas vor der Mitte der neurapophysialen Stumpfe geht jederseits nach der Seite und mit geringer Krümmung nach hinten eine firstartige Kante auf die Pleurapophyse über und endigt in der oberen Spitze des diapophysialen Antheil der Gelenkfläche, welche dadurch nach oben zu einer Ecke ausgezogen erscheint, während sie unten gerundet ist. Die Pleurapophyse tritt nur wenig von dem Wirbelkörper hervor, fällt nach hinten steil ab

und geht vorne allmählich in die Seitentheile des Körpers über. Die Rippengelenkfläche ist so stark beschädigt, dass sich über ihre Gestalt nichts Bestimmtes sagen lässt.

Die Zugehörigkeit des hinteren Halswirbels zu der von Kiprijanoff als *Pl. Helmersenii* beschriebenen Species lässt sich ebenfalls sehr gut nachweisen, da dieser Autor einen Wirbel beschreibt, der ebenfalls der hinteren Abtheilung des Halses angehört hat. Zum Vergleich der Grössenverhältnisse folge hier eine Tabelle, welche in derselben Weise, wie die über den vorbeschriebenen Halswirbel zusammengestellte, angefertigt ist.

	Russland	Preussen	Russland	
	Taf. XII, Fig. 2	Taf. XV, Fig. 2	Taf. XII, Fig. 1	Taf. VII, Fig. 1
Länge	95 (100)	72 (100)	115 (100)	110 (100)
Breite	140 (147)	104 (131)	150 (130)	133—139 (121—126)
Höhe	112 (117)	79 (109)	118 (108)	113—120 (103—109)

Die Uebereinstimmung in den relativen Grössenverhältnissen ist evident; der preussische Wirbel ist nur etwas kleiner als die russischen. Zum näheren Vergleich ist Kiprijanoff l. c. Taf. XII, Fig. 1 heranzuziehen. Dieser Autor sagt S. 24: »Der Wirbel Fig. 1 zeigt uns die Form eines Wirbels des *Pl. Helmersenii*, an den sich die Rippe sowohl am Centrum, wie auch an den Diapophysial-Erhöhungen der Neurapophysen stützen konnte, d. h. derselbe war ein Wirbel, welcher dem 37. Wirbel des *Pl. homalospondylus* entspricht, bei *Pl. Helmersenii* konnte er den 39. oder 40. Platz vom Kopf gerechnet einnehmen«. Abgesehen von der jedenfalls etwas willkürlichen numerischen Bestimmung pflichte ich Kiprijanoff bei; nach der oben aus einander gesetzten Nomenclatur ist er also als hinterer Hals(Pectoral)-Wirbel zu bezeichnen. Der preussische und russische Wirbel stimmen überein in der Gestalt der Gelenkfläche, der oberen Kante der Pleurapophyse und dem von schmalen Neurapophysen eingeschlossenen, nach vorne und hinten sich erweiternden Neuralkanal. Ein Unterschied

besteht darin, dass bei dem russischen Exemplar die Pleurapophyse unten ebenfalls spitz zuläuft und sich auf den Wirbelkörper als eine senkrechte Kante fortsetzt. Diese Differenz ist jedoch den übereinstimmenden Punkten gegenüber so gering, dass für ihre Erklärung die Annahme einer anderen Stellung in der Reihe der Halswirbel genügt.

Wie Koken [1]) bemerkt, hat sich Kiprijanoff über die Verwandtschaft des *Pl. Helmersenii* nicht klar ausgedrückt. Aus der Kreideformation ist kaum einer der bisher bekannt gewordenen Reste zum Vergleich heranzuziehen; aus der Zahl der liasischen Arten sind *Pl. homalospondylus* als der Nächstverwandte zu betrachten, was ein Blick auf die von Owen [2]) und Kiprijanoff gegebenen Abbildungen beider Arten lehrt. — In entfernter Beziehung zu *Pl. Helmersenii* dürften *Pl. gurgitis* Pictet u. Renevier [3]) und *Plesiosaurus* sp. III Koken [4]) gebracht werden; beide Arten unterscheiden jedoch, abgesehen von manchen anderen Eigenthümlichkeiten, besonders durch die sehr viel stärkere Concavität der Articulationsflächen.

3. Plesiosaurus ichthyospondylus Seeley.

1864. *Plesiosaurus Bernardi* Owen, Monograph on the fossil Reptilia of the Cretaceous formations Suppl. IV, p. 7, Tab. IV und V.

1869. » *ichthyospondylus* Seeley, Index to the fossil remains of Aves, Ornithosauria and Reptilia etc. p. XVII.

1882. » *Bernardi* Kiprijanoff, Mémoires de l'Acad. imp. d. scienc. de St. Pétersburg. VIII. sér. XXX, 6, p. 5, Taf. I; Taf. II, Fig. 1 u. 2 (3?); Taf. 3 (nicht 1 u. 2).

In Dixon's Geology and Fossils of the Tertiary and Cretaceous Formations p. 396, pl. XXXVII, fig. 8, 9 gründete Owen auf einen bei Houghton in der Nähe von Arundel im »Upper Chalk« gefundenen Wirbel die Species *Pl. Bernardi.* Dieselbe

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXV, 1883, S. 784.
[2]) Rept. Lias. Form. P. I, Pl. V—VIII.
[3]) Matériaux p. l. Paléontologie Suisse 1 sér., p. 5, pl. I, fig. 1.
[4]) v. s. p. 786.

zeichnet sich durch manche Eigenthümlichkeiten vor den übrigen Species aus. Die Articulationsfläche des Wirbelkörpers ist stärker concav als bei den meisten Plesiosauriern und zu einer centralen Grube vertieft; ihr Rand ist stark gerundet oder vielmehr nach aussen abgeschrägt. In seiner Monographie S. 60 Tab. XVII wiederholte dann Owen 1851 die Beschreibung dieses Restes und fügte 1864 mehrere im Grünsand von Reach bei Cambridge gefundene Wirbel hinzu, »which are referable to the same species, but most of them to an individual of smaller size, and probably of immature age«. Zugleich berichtet er über einen im Kursker Osteolith Russlands gefundenen Halswirbel, den er ebenfalls zu seiner Species stellt. Diesen nebst anderen Resten hat dann Kiprijanoff 1882 genauer beschrieben. Jedoch vermag ich nach Vergleich seiner Abbildung und Beschreibung mit der von Owen gegebenen nur seine Taf. I, Taf. II, Fig. 1 u. 2, und Taf. III, Fig. 3 zu *Pl. Bernardi* Owen 1864 zu ziehen, während mir Taf. II, Fig. 3 fraglich und Taf. III, Fig. 1 u. 2 jedenfalls nicht zu dieser Art gehörig erscheinen. Uebrigens sagt Kiprijanoff selbst (S. 9) über den Taf. III, Fig. 1 abgebildeten Schwanzwirbel: »Die geringe Vertiefung der Gelenkflächen dieses Wirbels und die unbedeutende Böschung seines Randes geben uns das vollkommene Recht, diesen Wirbel zur Species *Pl. pachyomus* zu ziehen, allein da ich ausser diesem Wirbel in meiner Sammlung keine anderen Zeugen für das Vorkommen dieser Species im Sewerschen Osteolith besitze, so trage ich Bedenken, ihn von der bedeutenden Anzahl der in meinem Besitz befindlichen Wirbel des *Pl. Bernardi* Owen abzusondern«. Einer derartigen Speciesbestimmung kann ich mich nicht anschliessen, sondern bezeichne das fragliche Stück als *Pl. pachyomus* Owen?; zudem figurirt entgegen obiger Behauptung Kiprijanoff's auf derselben Seite und vorher S. 6 ein Radius einer rechten Gliedmasse unter dem Namen *Pl. pachyomus* Owen im Text, in der Erläuterung der Tafeln allerdings mit einem Fragezeichen versehen.

In einer Aufzählung der im Woodwardian-Museum zu Cambridge vorhandenen Reptilien trennt Seeley *Pl. Bernardi* Owen 1851 und 1864 als zwei verschiedene Arten von einander und

legt der zuletzt bekannt gewordenen den Namen *Pl. ichthyospondylus* bei. Eine nähere Angabe über die Begrenzung beider Species findet sich jedoch nicht vor, sondern nur der Verweis auf Owen's Abbildungen. Obwohl Seeley sagt (l. c. p. XV): »These nams are only intended for the convenience of students using the Museum, and are not necessarily to take rank as names of described species,« so glaube ich doch, dass in diesem Falle die Aufstellung einer neuen Species gerechtfertigt ist.

Da es mir darauf ankommt, die Zugehörigkeit der von Owen beschriebenen Wirbel zu zwei verschiedenen Species zu beweisen, so hebe ich hervor, dass kein Grund vorliegt, die von Kiprijanoff zu *Pl. Bernardi* gezogenen Wirbel wirklich zu dieser Species und zwar der von 1864 (*ichthyospondylus* Seeley) zu stellen. Bei genauer Vergleichung der Beschreibung und der Abbildungen lassen sich keine Unterschiede finden, die dagegen sprächen. Owen und Kiprijanoff ergänzen sich gegenseitig und dadurch ist es leicht möglich, den Unterschied zwischen *Pl. Bernardi* Owen 1851 und *Pl. Bernardi* 1864 zu constatiren. Der bei der geringen Grösse sehr viel gedrungenere Bau der Neurapophysen und des Pr. spinosus bei letzteren Individuen fällt sofort in die Augen; dazu kommt noch besonders die sehr verschiedenartige Form der sogenannten Halsrippen: bei der älteren Species sehr lange, gerade nach unten und hinten strebende einfache Fortsätze, während sie bei der jüngeren kurz sind und in der bekannten Beilform auftreten.

Auf Grund des Vorhergehenden glaube ich *Pl. Bernardi* Owen 1851 und *Pl. ichthyospondylus* Seeley als zwei gut unterscheidbare Arten annehmen zu können.

Zu letzterer Art ziehe ich zwei mir vorliegende Wirbel:

a. Halswirbel.

Ein Halswirbel, zu Rosenberg in Westpreussen gefunden und im mineralogischen Universitäts-Museum aufbewahrt, kennzeichnet seinen geognostischen Horizont durch die Ausfüllung seiner Poren mittelst einer im Bruch schwarzen, in der Verwitterung bläulichen Feuersteinmasse als obersenonen.

Höhe der Gelenkfläche	0,055	Meter
» des Wirbels (in der Mitte)	0,061	»
Breite der Gelenkfläche . . .	0,063	»
» des Wirbels	0,072	»
Länge des Wirbels oben . . .	0,043	»
» » » unten . . .	0,044	»

Dieser Wirbel ist von mittlerer Grösse, etwas breiter als hoch und höher als lang. Die Articulationsflächen sind stark concav und zeigen einen convexen Rand, der sich in eine randliche Abschrägung der Seitenflächen fortsetzt. Die Mitte wird von einem runzeligen, unregelmässig conturirten Ringe eingenommen, der nach innen zu von einer centralen Grube begrenzt wird. Die Seitenflächen sind nach vorne und hinten in einer ziemlich breiten Zone abgeschrägt, die jedoch nach oben zu ebenso wie bei *Pl. balticus* schmäler wird und unter dem Neuralkanal vollständig verschwindet. Der grösste Theil der Seiten wird von den Ansatzflächen der Neurapophysen und Parapophysen eingenommen; der zwischen beiden gebliebene Raum ist durchaus nicht concav eingesenkt, sondern vollständig eben. Die Ansatzfläche der Parapophyse reicht von der unteren Fläche bis fast in die halbe Höhe des Wirbels, ist sehr viel höher als breit, concav vertieft und von einem unregelmässig wulstigen Rand umgeben. Die Ansatzflächen der Neurapophysen nehmen oben die ganze Länge des Wirbelkörpers ein und steigen, nach unten sich verschmälernd, ein Stück auf die Seitentheile herab. Sie haben ein unregelmässiges grubig-narbiges Aussehen. Die Mitte der oberen Fläche wird von zwei runden Nahrungslöchern durchbohrt, die nach unten zu durch den Wirbel gehen und in zwei trichterartig erweiterten, durch eine schmale Kante getrennten Löcher der Unterseite endigen.

Dieser eben beschriebene Wirbel stimmt mit den von Owen unter dem Namen *Pl. Bernardi* 1864 aufgeführten Wirbeln vorzüglich in Bezug auf den Umriss der Gelenkfläche, die Abstutzung der Seitenränder, die Gestalt und Grösse der Ansatzflächen der Neurapophysen und Parapophysen überein; namentlich in letzterer

Beziehung ist er dem auf Tab. IV, Fig. 11 abgebildeten zu vergleichen; eine ähnliche Lage der unteren Venallöcher zeigt OWEN's Abbildung Tab. V, Fig. 7. Eine Verschiedenheit der englischen und preussischen Wirbel findet sich nur in der Gestaltung der Articulationsflächen: sie sind bei den preussischen etwas flacher concav und nicht so glatt; jedoch beschreibt KIPRIJANOFF l. c. S. 7 an den von OWEN selbst als *Pl. Bernardi* bestimmten Wirbeln rundliche Warzen in der Mitte der Gelenkfläche und OWEN giebt l. c. S. 11 an, dass ein russischer Dorsalwirbel weniger concave Gelenkflächen, als die englischen, besessen habe.

b. Schwanzwirbel (Taf. XVI, Fig. 2a—c).

Ein Schwanzwirbel, bei Preussisch-Holland mit anhaftendem obersenonen Kreidegestein gefunden und im Besitz des dortigen Lehrers, Herrn ZINGER, befindlich, muss ebenfalls zu *Pl. ichthyospondylus* SEELEY gezogen werden.

Höhe des Wirbels	0,044	Meter
Breite des Wirbels (an der Basis der Pleurapophysen gemessen) . . .	0,051	»
Höhe der hinteren Gelenkfläche . .	0,047	»
Breite » » » . .	0,060	»
Länge des Wirbelkörpers	0,033	»
Entfernung des Centrum der vorderen von dem der hinteren Gelenkfläche	0,021	»
Breite der unteren Fläche des Wirbels	0,039	»
Breite des Neuralkanals	0,008	»

Im Allgemeinen ist die Gestalt dieses Schwanzwirbels ein Parallelipipedon, höher als lang und etwas breiter als hoch. Die hintere Gelenkfläche, welche am besten erhalten ist, hat die Form eines Oblongs mit gerundeten oberen und durch die Haemapophysen abgestumpften unteren Ecken. Ihr Rand ist stark convex gerundet, nach aussen steiler als nach innen abfallend; die Concavität der Gelenkfläche nimmt stetig nach innen zu und ist für einen *Plesiosaurus*-Wirbel sehr bedeutend, verflacht sich dann allmählich, um sich im Centrum zu einer rundlichen Grube zu vertiefen.

Die obere Fläche der Wirbel trägt die ziemlich starken Neurapophysen, die einen am Boden 8 Millimeter breiten Neuralkanal umschliessen; seine Seitenwände steigen in flachem Bogen ziemlich senkrecht nach oben; der Boden trägt zwei kleine Nahrungslöcher. Von den nur als rundliche Stumpfe erhaltenen Pleurapophysen, die ebenso wie die Neurapophysen vollständig mit dem Körper verwachsen sind, trennt sie eine schmale, schwach concave Fläche.

Dagegen ist die Seitenfläche des Wirbels sehr stark concav, wie sich am leichtesten aus dem Verhältniss der oben angegebenen Breite des Wirbelkörpers und der Gelenkfläche ersehen lässt. Hinten ist die Pleurapophyse im rechten Winkel gegen den Körper abgesetzt, während sie nach unten allmählich in die Seitenfläche verläuft.

Die stark entwickelten Gelenkflächen für die Haemapophysen liegen auf einer scharf hervortretenden Erhöhung am Rande der hinteren Gelenkfläche auf dem Uebergange von der seitlichen in die vierseitige untere Fläche des Wirbelkörpers. Vor ihnen befindet sich jederseits ein Nahrungsloch, das noch über der Kante liegt, die von der Haemapophysen-Gelenkfläche in gerader Linie nach hinten zieht. Die Eingänge zu den Nahrungskanälen fehlen der unteren Fläche des Wirbels.

In Bezug auf allgemeine Charakteristik stimmt dieser Schwanzwirbel vorzüglich mit den Beschreibungen Owen's überein. Die tief concaven, mit einer centralen Grube und gerundetem Rande versehenen Articulationsflächen, die Stärke der Neurapophysen weisen auf eine Zugehörigkeit zu *Pl. ichthyospondylus* Seeley (*Bernardi* Owen 1864) hin. Mit einem von Owen nur beschriebenen (l. c. S. 11), leider nicht abgebildeten Schwanzwirbel stimmt der preussische in der Grösse der Gelenkflächen für die Haemapophysen, das Verhältniss von Länge und Breite, und die Gestalt der unteren Fläche des Wirbelkörpers überein.

4. Plesiosaurus sp.

In einer Grandgrube bei Craussenhof, circa 8 Kilometer östlich von Königsberg am südlichen Ufer des Pregelthales, ist ein Wirbel

gefunden, der in Bezug auf die Art der Versteinerung dem als Halswirbel von *Pl. ichthyospondylus* SEELEY bestimmten gleicht und daher wohl ebenfalls obersenones Alter besitzt.

Er gehört dem Königl. mineralogischen Universitäts-Museum zu Königsberg.

Aus der Lage der Ansatzflächen seiner Apophysen geht hervor, dass dieser Wirbel der vorderen Region des Schwanzes angehört. Ausgezeichnet ist er durch seine verhältnissmässig ausserordentlich geringe Länge.

Höhe	0,063 Meter
Breite . . .	0,068 »
Länge . . .	0,036 »

Der Umriss der Terminalgelenkfläche ist nahezu ein Kreis; von dem nur wenig gewölbtem Rande sinkt sie zu einer mässigen Concavität ein, die sich nach der Mitte zu etwas emporhebt, während das Centrum von einer querverlängerten, spaltartigen Grube eingenommen wird.

Etwas über der Grenze zwischen Seiten- und unterer Fläche stehen, vorne gross und deutlich, hinten schwach entwickelt, die nur wenig aus dem Niveau der Seitenflächen hervortretenden Ansatzstellen für die Hypapophysen. Die suturale Fläche für den Pr. transversus liegt dicht an der neurocentralen Sutur, beide sind nur durch eine schmale Kante getrennt. Erstere steht dem hinteren Rande des Wirbels näher, ist wenig vertieft und in ihrem Umriss rund mit wenig hervortretendem Rande. Die neurocentralen Suturflächen liegen vollständig auf der Oberseite des Wirbelkörpers, sind tiefer und durch eine flache, nach vorne und hinten sich erweiternde Brücke von einander getrennt. — Die untere Fläche ist nur nach den Ansatzstellen der Hypapophysen zu etwas concav; die Nahrungslöcher sind grösser und stehen unten weiter von einander ab, als auf der oberen Fläche.

Wegen der geringen Länge des vorliegenden Wirbels kann zum Vergleich nur ein von OWEN [1]) als zu *Pl. planus* gehöriger Schwanzwirbel herangezogen werden. In der Grösse und der

[1]) Rept. Cret. Form. Suppl. IV, p. 4, Tab. I, Fig. 16—19.

Form der terminalen Gelenkfläche und der Ansatzstellen der Hypapophysen ist jedoch keine Uebereinstimmung vorhanden.

5. Plesiosaurus n. sp.

Durch die Ausbildung des Centrums der terminalen Gelenkfläche ist das Fragment eines Wirbels, das auf dem »Nassen Garten« bei Königsberg gefunden ist und dem preussischen Provinzial-Museum angehört, erwähnenswerth. — Bei starker Concavität der Gelenkfläche erhebt sich in der Mitte eine in dorso-ventraler Richtung etwas verlängerte flache Warze, von der rechts und links starke, längliche Wülste abgehen. Der Wirbel ist im Uebrigen aber so beschädigt, dass sich über seine Grössenverhältnisse und über andere Beziehungen Nichts sagen lässt. Die beschriebene Bildung der Gelenkfläche sichert ihm jedoch eine selbständige Stellung unter den Plesiosauriern, und sind weitere Funde behufs genauerer Charakteristik abzuwarten.

6. Pliosaurus? gigas n. sp.

(Taf. XVI, Fig. 1a u. b.)

In der Sammlung des Königl. mineralogischen Museums zu Königsberg wird ein Wirbel aufbewahrt, der von Altfelde bei Elbing herstammt und sich durch das den Neuralkanal erfüllende Gestein, typischer »Todter Kalk«, als dem Obersenon angehörig erweist.

Durch seine absolute Grösse

Länge	0,112	Meter
Breite	0,143	»
Höhe	0,129	»

ist er vor allen anderen als Geschiebe gefundenen Wirbeln ausgezeichnet. Die Gelenkflächen sind im Umriss nahezu rund, mit geringer von oben nach unten gehender Abplattung. Von dem etwas gerundeten Rande aus nach innen bildet die Concavität derselben eine ringförmige, dem äusseren Rande concentrische Vertiefung und erhebt sich dann nach der Mitte wieder zu einer

warzenartigen Prominenz, welche in ihrem Centrum eine kleine Grube trägt. Auf den Seitenflächen zieht sich der Wirbel sehr stark ein, während die untere Fläche nur wenig concav ist. Letztere trägt 3 Oeffnungen für die Nahrungskanäle, 2 kleinere auf der einen Seite der Mediane des Wirbels, eine grössere auf der anderen. Die Neurapophysen sind kräftig, doch schlecht erhalten und mit festem Gestein umgeben; bemerkenswerth ist nur, dass an ihren Seitenflächen eine gerundete, von je einer Grube vorne und hinten eingefasste Kante nach der abgebrochenen Diapophyse emporzieht. Da letztere jedenfalls hoch an der Neurapophyse gesessen hat, so ist dieser Wirbel als ein Rückenwirbel aufzufassen.

Sowohl auf Grund der Grösse als anderer Formverhältnisse wegen lässt sich der eben beschriebene Brustwirbel nur mit solchen aus dem Kimmeridge-Clay Englands bekannten vergleichen. Die beigegebene Tabelle ist eine Zusammenstellung des preussischen mit den von Owen[1]) und Phillips[2]) als *Pliosaurus brachydeirus* beschriebenen Wirbeln.

	Pliosaurus? gigas	*Pliosaurus brachydeirus* Vord. Rückenwirbel Market Raisen	Rückenwirbel Market Raisen	Rückenwirbel-Serie Shotover
Länge	112 (100)	65 (100)	72 (100)	(100)
Breite	143 (128)	104 (161)	105 (146)	(119—143)
Höhe	129 (115)	87 (139)	94 (131)	(109—136)

Die Tabelle lehrt, dass der preussische Wirbel einer nicht unbedeutend grösseren Species angehört hat, als *Pl. brachydeirus*; am nächsten kommt ihm in dieser Beziehung ein aus dem Kimmeridge-Clay von Foxcombe Hill erwähnter[3]) Halswirbel, dessen Länge

[1]) Report Brit. Assoc. 1841, p. 63.

[2]) Geology of Oxford etc. p. 346.

[3]) Owen, l. c. p. 62; als Halswirbel von *Pliosaurus* besitzt er nur geringe Länge. Wohl der grösste bekannte Wirbel ist der von Phillips l. c. p. 356 beschriebene: Länge 4,2 Zoll, Breite 7,1 Zoll, Höhe 6,9 Zoll.

zu 1,5 Zoll (0,038 Millimeter), die Breite zu 6 Zoll (0,152 Meter) und die Höhe zu 5 Zoll (0,127 Meter) angegeben wird. Ferner ergiebt sich, dass unser Wirbel betreffs der relativen Grössenverhältnisse namentlich in die für die Wirbelserie von Shotover angegebenen Zahlen hineinpasst. Ein Vergleich mit den von Phillips gegebenen Abbildungen des *Pl. brachydeirus* und auch der Species *macromerus* lässt eine Aehnlichkeit in Bezug auf die Gestalt der Gelenkflächen constatiren. Der gerundete Rand, die ringförmige schwache Concavität, die mittlere Prominenz mit der centralen Grube finden sich hier wie dort. In dem Diagramm 139, p. 346 werden zudem noch vier kleine Venenlöcher der unteren Fläche angegeben, welche den zwei kleinen und dem einen grossen Nahrungsloch des preussischen Wirbels entsprechen.

Nur um dieser auffallenden Aehnlichkeit in der Grösse des Wirbelkörpers, der Form der Gelenkfläche und Anordnung der Venenlöcher Ausdruck zu geben, bezeichne ich diesen Wirbel als *Pliosaurus*? mit dem Bemerken, dass der Nachweis dieser nur aus Kimmeridge-Clay bekannten Gattung im Obersenon auf bessere Beobachtungen als die eben constatirte Aehnlichkeit basirt werden müsste. Uebrigens erwähnt H. v. Meyer [1]) aus den blauen Mergeln von Hauterive bei Neuchâtel, also aus Neocom, einen Wirbel, der ebenfalls eine centrale Prominenz besitzt.

7. Mosasaurus Camperi H. v. Meyer.

In einer Grandgrube östl. von Lauth bei Königsberg ist ein Wirbel gefunden, der sich durch seine convex-concaven Gelenkflächen vor den anderen auszeichnet. Das anhängende Gestein ist das für die Geschiebe mit *Belemnitella mucronata* charakteristische.

Länge	0,055 Meter
Breite	0,076 »
Höhe	0,080 »

Der Querschnitt des Wirbels ist ein Ecken-gerundetes Dreieck, etwas höher als breit. Die Gelenkflächen sind glatt; ihre Convexität und Concavität nicht sehr bedeutend. Die Neurapophysen

[1]) Palaeontogr. Bd. VI, S. 9, Taf. III, Fig. 1—3.

sind als kräftige von vorne nach hinten verlängerte, nicht ganz bis an den vorderen und hinteren Rand des Wirbelkörpers herantretende Stümpfe erhalten. Der Pr. transversus ist durch eine an der unteren Hälfte der Seitenfläche hervortretende Erhebung repräsentirt, während auf dem Uebergang von Seitenfläche in die untere Fläche die Stümpfe der Hypapophysen sitzen. Hiernach ist der vorliegende Wirbel ein vorderer Schwanzwirbel. Ein Vergleich mit den von Cuvier [1]) gegebenen allerdings ziemlich mangelhaften Abbildungen macht die Zugehörigkeit des preussischen Wirbels zu Species *Mosasaurus Camperi* wahrscheinlich.

B. Saurier aus der Schwedischen Kreide.

1. Plesiosaurus cf. Helmersenii Kiprijanoff.

(Taf. XV, Fig. 3a—c.)

Plesiosauri vertebrae Nilsson, Kgl. Vetensk. Akad. Handl. 1835, p. 136 (Sep.-Abdr. S. 6, tab. V, fig. 2—4).
» » Hisinger, Leth. Suec. p. 6, tab. A, fig. 5a u. b.

Drei bei Ifvetofta nordöstl. Kristianstad gefundene Wirbel sind bereits 1835 von Nilsson als dem Genus *Plesiosaurus* angehörig erkannt worden. Zwei von ihnen lassen nur erkennen, dass sie der Rückenregion angehört haben, sind aber im Uebrigen zu stark beschädigt, um einer Beschreibung werth zu erscheinen.

Der dritte, besser erhaltene hat folgende Grössenverhältnisse:

Länge	0,058 Meter
Breite	0,095 »
Höhe	0,078 »

Der Wirbelkörper hat einen elliptischen Querschnitt, und ist sehr viel breiter als hoch. Die Concavität der Gelenkfläche ist nicht bedeutend, am grössten in einer sich in Nierenform um das Centrum legenden Vertiefung, die nach oben zu offen erscheint. Die untere Fläche ist wenig concav eingezogen und von zwei, durch eine 0,016 Meter breite, flache Brücke getrennten Nahrungslöchern

[1]) Recherch. Oss. Foss. V, 2, p. 332, Tab. XIX, Fig. 5.

durchbohrt. Die Seitenflächen werden zum grossen Theil von den ausserordentlich stark entwickelten Pleurapophysen eingenommen. Dieselben bestehen aus zwei Theilen, einem unteren parapophysialen und einem oberen diapophysialen. Der erstere ist ein kurzer, aber breiter (0,035 Meter) und hoher (0,044 Meter) Fortsatz des Wirbelkörpers mit concaver Gelenkfläche, welche direct seitwärts gerichtet ist. Durch eine tiefe, hinten sich verbreitende und nach oben steigende Furche ist die Parapophyse von dem diapophysialen Antheil der Pleurapophyse getrennt. Derselbe stellt sich als ein kräftiger, circa 0,040 Meter langer Fortsatz der Basis der Neurapophyse dar und trägt eine Gelenkfläche, die mit geringer nach hinten gerichteter Drehung nach unten schaut. Aus dieser Bildung der Pleurapophyse schliesse ich, dass der vorliegende Rest ein Sacralwirbel ist (cf. oben). Die Neurapophysen schliessen einen 0,025 Meter breiten und um wenig höheren Neuralcanal ein, auf dessen Boden die Eingänge zu den Nahrungscanälen fehlen.

Die Gründe, welche mich veranlassen, diesen Wirbel zu *Pl. Helmersenii* Kiprij. in Beziehung zu setzen, sind erstens die Aehnlichkeit in der Bildung der Terminalgelenkfläche und zweitens die Uebereinstimmung betreffs der relativen Grössenverhältnisse mit dem von Kiprij. l. c. p. 25 [1]), Taf. XIII, Fig. 1 beschriebenen vorderen Schwanzwirbel.

2. Mosasaurus Camperi H. v. Meyer.

Zwei bei Köpinge (Grünsand mit *Belemnitella mucronata*) gefundene Zähne rechne ich zu dieser Species. Sowohl der grössere, ein Kieferzahn, als der kleinere, ein Pterygoidzahn, stimmen in jeder Beziehung mit den aus der Mastrichter Kreide mir vorliegenden Zähnen überein, so dass ich von einer Beschreibung absehen kann. Es genüge, die neue Fundstelle für die Reste dieses interessanten Sauriers constatirt zu haben.

---

[1]) Die von Kiprijanoff für diesen Wirbel angegebene Höhe = 65 Millimeter stellt sich beim Nachmessen der Figur als falsch heraus, wahrscheinlich soll es 85 Millimeter bedeuten.

3. Mosasaurus sp. I.

Ichthyosauri dens, Nilsson, Kgl. Vetensk. Akad. Handl. 1835, p. 139, Sep.-Abdr. p. 9, Tab. V, Fig. 5.
Mosasauri dens, Hisinger, Leth. Suec. p. 7, tab. A, fig. 2b.

Der Beschreibung Nilsson vermag ich Nichts hinzuzufügen; bemerken will ich nur, dass dieser Zahn nach seiner Gestalt und Oberfläche nicht der Species *Camperi* H. v. Meyer angehören kann. Fundort Oppmanna (Schichten mit *Actinocamax mammillatus*).

4. Mosasaurus sp. II.

(Taf. XVII, Fig. 2a—c.)

Ichthyosaurus, troligen annan art, Nilsson, l. c. p. 139, Sep.-Abdruck S. 9, Tab. V, Fig. 6).
Mosasaurus stenodon, Hisinger, Leth. Suec. p. 7, tab. A, fig. 2a.

Dieser circa 0,025 Meter lange, fast bis zur Basis des Emails erhaltene Zahn stammt ebenfalls von Oppmanna. Sein Querschnitt ist elliptisch mit scharfen, diametral gegenüberstehenden Kanten an den Enden des grösseren Durchmessers. Er läuft nach oben in eine stumpfe Spitze aus. Sowohl die Aussen- als die Innenseite tragen 5 gerundete Kanten, die aber schon in halber Höhe verschwinden; ausserdem tritt an der Basis des Emails noch eine zierliche Längsstreifung auf.

Der Vergleich mit *Mosasaurus stenodon* Charlesworth [1]), welchen Owen [2]) schon früher als *Leiodon anceps* beschrieben hat, ist insofern richtig, als die scharfen Kanten bei den schwedischen und englischen Individuen einander diametral gegenüberstehen; jedoch ist die Oberflächensculptur des Emails von *Leiodon anceps* Owen so abweichend, dass die Zugehörigkeit zur Gattung *Leiodon* bezweifelt werden muss; vielmehr weisen die auf der Aussen- und Innenseite laufenden Kanten mit der zierlichen Längsstreifung auf eine Beziehung zur Gattung *Mosasaurus* hin.

---

[1]) London, Geolog. Journ. 1846, S. 23, pl. 4 u. 6.
[2]) Odontography, vol. I, p. 260, vol. II, pl. 72, fig. 1 u. 2.

5. Mosasaurus scanicus n. sp.

Plesiosaurus, Nilsson, l. c. p. 131 (Sep.-Abdr. S. 1, Tab. IV) u. Tab. V, Fig. 1.
» Hisinger, Leth. Suec. p. 6, Tab. B u. Tab. A, Fig. 4.

Der Beschreibung Nilsson's vermag ich kaum etwas Nennenswerthes hinzuzufügen. Jedoch lässt nach dem Vorhandenen, wenn es auch nur sehr fragmentarisch erhalten ist, eine Verwandtschaft mit der Gattung *Plesiosaurus* nicht constatiren; dagegen erlauben unsere vorgeschrittenen Kenntnisse eine Einreihung des Schädelfragments in die Familie der *Mosasauridae*.

Ein Vergleich mit dem am besten bekannten *Mosasaurus Camperi* von Meyer lehrt, dass das schwedische Exemplar sich in wesentlichen Punkten von dem Mastrichter unterscheidet. Vor Allem ist es ungefähr um die Hälfte kleiner [1]. Die Schläfengruben [2] sind bei der schwedischen Art nach innen mehr gerundet, dagegen ist die vordere und auch die hintere Ecke schärfer zugespitzt. Die beide Gruben trennende Wand des os parietale ist kürzer im Verhältniss zur Breite des Hinterhauptes, und der Winkel, in welchem sich das Parietale gabelt, ist spitzer und tiefer nach vorne eingesenkt.

In der rechten Schläfengrube liegt ein Knochenfragment, das entweder dem Kiefer oder dem Pterygoideum angehört hat, da es mit einem Zahn bewehrt ist. Derselbe ist mässig konisch und in eine stumpfe Spitze auslaufend; seine Krümmung ist eine sehr geringe. Die Oberfläche zeigt die für die Mosasauriden charakteristischen Facetten und daneben eine äusserst zierliche, aber vor der Spitze endigende Längsstreifung.

Dass das vorliegende Fragment keinem *Plesiosaurus*-artigen Thiere, sondern einem *Mosasauriden* angehört, ist nach der Bildung des Hinterhauptes und der Sculptur des Zahnes nicht zweifelhaft, dagegen dürfte seine Unterbringung bei der Gattung *Mosasaurus* nur als eine vorübergehende zu bezeichnen sein. Aus der nord-

---

[1] Von einer Aufführung der Maasse habe ich absehen müssen, da die abgeriebene Oberfläche des Stückes keine genauen Angaben gestattet.

[2] Die einzige Ansicht der Oberseite des Crannium von *Mos. Camperi* giebt ein Holzschnitt von Owen, Quart. Journ. geol. Soc. XXXIII 1877, p. 688, Fig. 6.

amerikanischen Kreide sind durch Leidy, Cope und Marsh zahlreiche Gattungen und Arten der Mosasauriden bekannt geworden. Ferner hat Dollo [1]) neuerdings aus der Mastrichter Kreide Reste beschrieben, die er als *Plioplatecarpus* von dem alten *Mosasaurus* trennt.

6. Leiodon Lundgreni n. sp.

(Taf. XVII, Fig. 3a—d.)

Bei Balsberg, nördl. von Kristianstadt ist ein Zahn gefunden worden, der sich durch viele Punkte von den aus Europa bekannten Mosasauriden-Zähnen unterscheidet.

Erhalten ist an ihm nur die Krone mit Ausnahme der Spitze und der obere Theil der Wurzel. Seine Gestalt ist kurz gedrungen und stark konisch, in der oberen Hälfte gekrümmt. Der Querschnitt ist an der Basis des Emails deutlich elliptisch, der grössere Durchmesser, von aussen nach innen gehend, beträgt 0,0205, der kleinere 0,018 Meter; in der Mitte der Krone gemessen sind die Durchmesser 0,015 und 0,0135 Meter.

Das Email wird in der Längsrichtung durch 2 seitliche Kanten in 2 ungleiche, und ihrer Sculptur nach verschiedene Theile getheilt. Diese für die *Mosasauridae* so charakteristischen Kanten sind jedoch an dem vorliegenden Zahn nur in so geringer Ausbildung vorhanden, dass der Querschnitt in keiner Weise, etwa wie bei anderen Arten, durch sie beeinflusst wird. Die vordere [2]) Kante ist stärker entwickelt als die hintere und lässt sich in der ganzen Länge der Zahnkrone, soweit sie erhalten ist, verfolgen; sie beginnt unten sehr schwach, aber deutlich wahrnehmbar, verstärkt sich nach oben und ist, die Krümmung des Zahnes mitmachend, deutlich gegen die Oberfläche des Emails abgesetzt. Dagegen beginnt die hintere Kante erst circa 0,012 Meter über der Zahnwurzel und tritt nur sehr undeutlich und wenig scharf aus der Emailoberfläche hervor.

[1]) Bull. du Musée roy. de Bruxelles, I, 1882, p. 57.

[2]) Aus dem Vergleich mit amerikanischen Leiodonresten ergiebt sich, wie weiter unten auseinandergesetzt werden wird, dass die stärker entwickelte Kante die vordere ist.

Die äussere kleinere Hälfte des Zahnes, die ebenso stark convex in der Richtung von vorne nach hinten erscheint wie die hintere, ist als glatt zu bezeichnen, nur zu beiden Seiten treten an der Basis des Emails ganz feine Längsrunzeln von der inneren Fläche auf die vordere über, gehen aber nicht bis auf die Mitte der äusseren Fläche. Durch tiefere, circa 0,001 Meter von einander entferntstehende Längsfurchen und ihnen parallellaufende feine Streifen ist die Oberfläche der inneren Hälfte sehr zierlich sculpturirt. Jedoch nur an der concavsten Stelle geht diese Sculptur ein Stück auf die obere Hälfte des Zahnes über; an den Seiten wird sie früher, in der Mitte später schwächer und der obere Theil zeigt nur noch ganz schwache Längsrunzeln. — Quer über die Oberfläche verlaufen, nur durch ihre hellere Farbe angedeutet, schwach wellige Ringe, die wohl mit dem Wachsthum des Zahnes in Verbindung stehen; gerade mit einem solchen etwa in der Mitte der Höhe befindlichen Ringe beginnt die hintere Seitenkante.

Der obere Theil der Pulphöhle ist als eine längliche, spaltartige Vertiefung erhalten, die kaum bis in das Innere der Zahnkrone eindringt; nach der Wurzel zu erweitert sie sich plötzlich sehr bedeutend.

Mit der von Owen [1]) gegebenen Charakteristik seines *Genus Leiodon*, dessen einzige europäische Art den Namen *anceps* führt, stimmt der beschriebene Zahn in Bezug auf die beiden gegenüberliegenden Kanten und das Fehlen der für *Mosasaurus* charakteristischen Facettirung der Zahnkrone überein, unterscheidet sich aber wesentlich durch den Querschnitt; ausserdem ist der schwedische Zahn gedrungener gebaut und stärker gekrümmt. Besonders zeichnet er sich vor dem englischen durch die feine Längssculptur der inneren Fläche aus.

Sucht man in dieser Hinsicht nach analogen Formen, so sind solche aus den Kreideablagerungen Nordamerikas bekannt geworden. Dort wurden von Leidy [2]) Saurierzähne beschrieben, die er zwar noch unter der Bezeichnung *Mosasaurus* belässt, aber

---

[1]) Rept. Cret. Form. P. I, p. 42.

[2]) Cretac. Rept. of the U. S. Smithson, Contrib. to Knowledge 192, 1864, p. 62 sqq.

doch schon in Beziehung zu *Leiodon* Owen bringt. Namentlich sind seine Querschnitte sehr instructiv; sie zeigen deutlich die auch bei dem schwedischen Zahn beschriebene Asymmetrie in der Ausbildung der Seitenkanten [1]) und beweisen, dass auch Querschnitte vorkommen, die sich dem schwedischen nähern.

Cope [2]) hat dann zahlreiche in diesen Formenkreis gehörige Saurier beschrieben, die zum Theil zu neuen Gattungen gestellt, zum Theil unter dem Namen *Leiodon* Owen vereinigt werden. Als *Leiodon proriger* führt er mehrere Reste auf, unter denen die Zähne namentlich in Bezug auf den Bau der Seitenkanten mit dem schwedischen übereinstimmen. Er sagt l. c. p. 164: »The crowns are everywhere subcylindric at the base; the inner surface more convex than the outer. Posteriorly, there is a posterior cutting-ridge, as well as a marked anterior one, both minutely crenulate; but the former gradually disappears till, in the anterior teeth, there is only on anterior edge, the posterior face being convex and continous with the inner. There is a trace of cutting-ridge on the outer portion of the extremity of the crown in the most anterior teeth. The anterior ridge remains very strongly marked. The surface is quite rough with longitudinal ribs, of which eight may be counted on the outer aspect of second maxillary. These are not strongly marked, and are separated by concave facets. The basal part of the crown is marked by numerous fine, sharp striae, which are most distinct on the inner susface«.

Der schwedische Zahn unterscheidet sich von *Leiodon proriger* Cope durch den Querschnitt, die gleiche Convexität von äusserer und innerer Fläche und das Fehlen der Längsrippen. Der Bau der Kanten (cutting-ridge) ist jedoch so übereinstimmend, dass ich keinen Anstand nehme, den vorliegenden Zahn für einen vorderen Kieferzahn der Gattung *Leiodon*, allerdings einer neuen Species angehörig, zu erklären.

---

[1]) Wenn die Abbildung Owen's, Rept. Cret. Form. Part I, Tab. IX A, Fig. 5** genau ist, so besitzt *Leiodon anceps* ebenfalls diese Asymmetrie; im Text sagt jedoch Owen Nichts davon.

[2]) The Vertebrata of Cret. Form. of the West.-U. S. Geolog. Surv. of Territ. 1875, p. 160 sqq.

Sowohl aus den preussischen Geschieben, als auch aus der schwedischen Kreide liegen mir noch mehrere Saurierreste vor, die, obwohl sehr fragmentarisch erhalten, dennoch eine noch grössere Reichhaltigkeit der Saurierfauna der baltischen Kreide vermuthen lassen, als sie sich in den eben beschriebenen Formen ausprägt.

Beschrieben sind aus Preussen:

Plesiosaurus balticus n. sp. . .	Hinterer Halswirbel, Rückenwirbel, Rippen, Zähne, Humerus . . .	Unter-Senon
» *Helmersenii* Kiprij.	Halswirbel, Hinterer Halswirbel .	Ober-Senon
» *ichthyospondylus* Seeley	Halswirbel, Schwanzwirbel .	»
» sp.	Schwanzwirbel .	»
» n. sp.	Wirbelfragment .	»
Pliosaurus? gigas n. sp. . . .	Brustwirbel . .	»
Mosasaurus Camperi H. v. Meyer	Schwanzwirbel .	»

Aus Schweden:

Plesiosaurus cf. *Helmersenii* Kiprij.	Sacralwirbel . .	Ober-Senon
Mosasaurus Camperi H. v. Meyer	Zähne	»
» » sp. I. . . .	Zahn	»
» » sp. II. . . .	»	»
» *scanicus* n. sp. . . .	Schädelfragment .	»
Leiodon Lundgreni n. sp. . . .	Zahn	»

Kein anderes Territorium hat mit Ausnahme Nordamerikas bis heute eine gleiche reichhaltige Plesiosaurier-Fauna in den Ablagerungen der oberen Kreide aufzuweisen. Selbst England hat aus den entsprechenden Schichten nur 2 Species:

Pl. Bernardi Owen	Halswirbel	Upper Chalk
Pl. constrictus »	»	

geliefert, während die übrigen von Owen erwähnten Reste so fragmentarisch waren, dass sie zur Aufstellung von Species nicht

genügten. Aehnlich verhält es sich mit den aus anderen Gebieten beschriebenen Saurierresten der oberen Kreide [1]).

An Reichthum steht die Saurier-Fauna der oberen Kreide allerdings gegen die aus der unteren Kreide [2]) z. B. dem Cambridge Greensand beschriebenen Faunen zurück, jedoch ist sie um so interessanter, als sich in ihr die letzten Vertreter der für die Jurabildungen so bezeichnenden Enaliosaurier vorfinden. Die oben beschriebene Plesiosaurier-Fauna gestattet den Schluss, dass sich die wichtigsten im Jura auftretenden Typen bis in die obere Kreide erhalten haben. Der kurzhalsige Typus, vertreten durch *Pl. balticus*, lebte neben dem mit schlangengleichem Halse ausgestatteten *Pl. Helmersenii*, der nur schwach gebaute *Pl. ichthyospondylus* existirte unter Riesen wie *Pliosaurus? gigas*.

Als besonders reich an Mosasauriden dürfte sich die schwedische Fauna erweisen, die durch den für Europa neuen Typus des *Leiodon Lundgreni* noch interessanter wird.

---

[1]) z. B. cf. Geinitz, Palaeontographica XX, 1, p. 303.

[2]) Sauvage, Mém. Soc. géol. de France. Ser. 3, Tome II, 1882, p. 29.

Das Tertiär von Heilsberg in Ostpreussen.

Von Herrn **Richard Klebs** in Königsberg.

(Hierzu Tafel XVIII—XXII.)

Die Kenntniss der Stellen, an welchen das Tertiär an die Oberfläche tritt oder durch Aufschlüsse klar gelegt ist, hat sich in Ostpreussen während der letzten Jahre bedeutend vermehrt. Besonders sind bei Kartirung der Gegend, welche die Königlich preussische geologische Landesanstalt zuerst in Angriff nehmen liess, Section Süssenberg und Heilsberg, eine Reihe solcher Punkte entdeckt worden.

Die grosse Zahl der Aufschlüsse und die Grösse und Deutlichkeit derselben, namentlich auf Heilsberg, machen es möglich dieses Gebiet bereits bekannten gegenüber zu stellen, um dadurch einen Schritt weiter vorzudringen zur Erforschung von Aufbau und Gliederung der Tertiärs, dessen spärliche organische Reste und geringe petrographisch-charakteristische Merkmale den Vergleich mehr entfernter Distrikte fast unmöglich machen.

Die eingehenden Untersuchungen des samländischen Strandes von Zaddach [1]) bilden für die Weiterverfolgung des Tertiärs in Ostpreussen ein Fundament, an welches ich bereits früher die Braunkohlenformation um Heiligenbeil [2]) anzuschliessen versuchte.

[1]) Das Tertiär-Gebirge Samlands, Schriften der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 1867.

[2]) Die Braunkohlenformation um Heiligenbeil, Schriften der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 1880.

Auch in der nachstehenden Arbeit sollen die Zaddach'schen Untersuchungen zu Grunde gelegt und wenigstens versucht werden, die Dreitheilung der Braunkohlenformation in eine obere, mittlere und untere Etage beizubehalten. Auch in der Bezeichnung der Schichten werde ich im Wesentlichen die Zaddach'schen Benennungen anwenden und nur in einzelnen Fällen, wo abweichende Verhältnisse es bedingen, anderer mich bedienen.

Um eine weitläufige Beschreibung im Text zu vermeiden, gebe ich zunächst eine kurze Charakteristik der beobachteten Schichten.

1. Feine bis grobe Kohlensande. Quarzsande mit gut abgerolltem, annähernd gleichmässigem Korn. Sie sind frei von Glaukonit und bestehen aus vorwiegend hellen, durchsichtigen Quarzen. Die Zaddach'sche Bezeichnung für Glimmersand fällt mit der für feinen Kohlensand zusammen; ich glaube diese Benennung deshalb aufgeben zu müssen, weil der Glimmersand von Zaddach nur auf die obere Etage der samländischen Braunkohlenformation Bezug hat, bei Heilsberg aber sämmtliche tertiären Sedimente Glimmer enthalten, dessen Menge mit der feinen Körnung der Schichten wächst.

Um Irrthümer zu vermeiden, wende ich auch den Ausdruck »gestreifter Sand« nur als Etagen-Bezeichnung an, für die Sande selber kommen je nach der Beschaffenheit »Kohlensand« oder »feiner Quarzsand« zur Anwendung.

2. Glasursand. Derselbe ist feiner als der märkische Formsand, welcher mit dem feinen Kohlensand petrographisch zusammenfallen dürfte. Der Glasursand hat etwa die Korngrösse des diluvialen Fayencemergels. Ich wählte die Bezeichnung »Glasursand« aus dem Grunde, weil dieser Sand glaukonitfrei, technisch recht werthvoll ist und zur Erzeugung rein-weisser Glasuren viel benutzt wird. In Ost-Preussen führt er den Namen »Bleisand«, wegen seiner Verwendung zusammen mit Bleiglätte vornehmlich in der Ofenfabrikation.

3. Feiner und grober Quarzsand. In der von Zaddach gegebenen Charakteristik unterscheide ich drei Quarzsande: feinen,

mittelkörnigen und groben; Quarzkies, wenn die Körner über 2—3 Millimeter Durchmesser erreichen.

4. Letten.

5. Thon.

Sämmtliche angeführte Schichten sind häufig mit Kohlenstaub gemengt oder durch bituminöse Substanzen imprägnirt, was in jedem einzelnen Falle besonders angegeben wird. Entweder sind die kohlenreicheren Bestandtheile auf unregelmässige Streifen vertheilt, was mit zur Zaddach'schen Charakteristik der gestreiften Sande gehört, oder sie sind der ganzen Masse beigemischt und geben dann zu Bezeichnungen wie »schwarze kohlenhaltige Sande«, »sandige Kohle« etc. Veranlassung. Die bituminösen Stoffe färben meist die ganze Schicht und lassen sich mit Kalilauge leicht ausziehen, was bei Kohle nicht der Fall ist.

Trotzdem, dass die Tertiärbildungen an sich wohl zu unterscheiden und nach einem der vorgenannten Gesichtspunkte leicht zu bestimmen sind, ist es doch verhältnissmässig schwierig, die entsprechenden Glieder von häufig nur wenige Schritte auseinanderliegenden Aufschlüssen zusammenzuziehen, wenn nicht ein direktes Verfolgen durch Abräumen möglich ist. Der Grund dafür liegt in der Veränderung des Aussehens, welche namentlich an Schichten älterer, wenn auch fast senkrechter Aufschlüsse sehr leicht und bald eintritt. Sämmtliche Sande beispielsweise, welche im feinen thonigen Material einzelne grobe Quarze enthalten, sind oft der feinen Bestandtheile beraubt, zusammengekittet und erscheinen so grobkörnig, dass sie zu Täuschungen Veranlassung geben, zumal diese Ausschlemmung bis in grössere Tiefen hineinreicht, ohne dass man eine Lockerung der einzelnen Körnchen bemerken kann.

Aber abgesehen von der Auslaugung und event. Auswehung, ist auch von ganz entschiedener Bedeutung der Einfluss der Sonne, welche namentlich solche Schichten, die nicht durch Kohlenpartikelchen, sondern durch Tränkung mit anderen bituminösen Stoffen gefärbt sind, hell bleicht.

Auch der Vegetationsprocess der Pflanzen wirkt stark auf die dunkle Färbung ein. Ich hatte öfter bei verschiedenen Pro-

filen zu beobachten und zu zeichnen Gelegenheit, dass überall da, wo längere Pfahlwurzeln durch schwarze Sande gingen, bis zu mehreren Centimetern, selbst im Umkreis der feinsten Wurzelfasern, der schwarze Sand in hellen, nur rostfarbigen umgeändert war. Von grosser Bedeutung sind ferner Glaukonit und namentlich Schwefelkies. Nach ihrer Zersetzung werden durch das Zurückbleiben von Eisenoxydhydrat die Schichten entweder ganz oder zum Theil braun gefärbt und geben so zur Entstehung der rostfleckigen Quarzsande Veranlassung. Auch die bituminösen Stoffe erleiden durch die Zersetzung des Schwefelkieses eine Veränderung. Es finden sich bisweilen braune, bituminöse Sande, bei welchen weisse Flecken in eigenthümlicher Weise als dünne, gewundene z. Th. verzweigte Röhren nach allen Richtungen in den Schichten verlaufen (marmorartige Sande), und bei welchen sich in den hellen Partieen häufig geringe Reste von Eisenocker finden. Höchst wahrscheinlich ist es, dass die Entfärbung durch die Zersetzungsprodukte des Schwefelkieses erzeugt ist, deren eines, der Eisenocker, zurückblieb.

Die im Texte angegebenen Streichungsrichtungen konnten nie gemessen, sondern nur aus der Lageveränderung der Begrenzungsebene einer Schicht auf einer bestimmten Basis beim Hineingraben annähernd berechnet werden [1]).

Von den zahlreichen Tertiäraufschlüssen auf den beiden vorgenannten Sectionen sind die bei Heilsberg die wichtigsten, und will ich deshalb mit ihnen beginnen.

---

[1]) An einer senkrechten Wand, deren Lage bestimmt war, wurde die Entfernung der Begrenzungsebene einer Schicht von einem Punkte o sowie deren Neigungswinkel φ gemessen, diese Entfernung ist a; dann wurde um eine Entfernung b eine der ersten Wand parallele abgegraben und die Entfernung wiederum gemessen a_2, der Streichungswinkel sei S, der Einfallwinkel E.

$$\operatorname{tg} S = \frac{a}{b}$$

$$\operatorname{tg} E = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\cos . S}.$$

War der Fall so, dass man, um die Schicht an der zweiten Wand zu treffen, um b horizontal hinein- und dann um c vertikal in die Höhe gehen musste, so stellt sich die Formel:

$$\operatorname{tg} S = \frac{c}{b} \operatorname{ctg} \varphi.$$

Das Vorkommen des Tertiär in der Umgebung von Heilsberg wurde zuerst von Schumann[1]) kurz erwähnt, dann gab Berendt einige Notizen darüber[2]). — 1876 besuchte Jentzsch die dortige Gegend und veröffentlichte die Beobachtungen in seinem Bericht von 1877[3]). Die Grenze meines Aufnahmegebietes der geologischen Karte 1 : 100000 (Section Wormditt) berührte die Stadt Heilsberg, und fügte ich 1878 den damals bekannten Aufschlüssen noch einzelne neue hinzu. Für den Aufbau des Tertiär verwerthbare Resultate lieferte jedoch erst die Kartenaufnahme in den Sommern 1881—1883.

Die Hauptaufschlüsse liegen in dem tiefeingeschnittenen Thale der Simser, dessen landschaftlich schöne und z. Th. grossartige Partieen Heilsberg einen besonderen Ruf unter den ostpreussischen Städten verliehen haben. Die Ausdehnung des Tertiär ist aber auch dort nicht gross, und beschränkt sich eigentlich nur auf den Theil des Flusses, welcher die eigentlichen Heilsberger Höhen durchschneidet.

Die ersten Andeutungen von Tertiär erhalten wir allerdings schon etwas südlicher in demselben Flussthal durch das Auftreten von Kohle und Quarzsand im Diluvium. (Taf. XVIII, Fig. 1.)

a) Gelber unterer Mergel,
b) Grauer unterer Mergel,
c) Grand,
d) Nordischer Sand,
e) Braunkohle,
f) Tertiärer weisser Quarzsand,
g) Rother, thoniger unterer Mergel,
h) Grüner unterer Sand,
i) Rother, geschichteter Diluvialthon,
k) Bläulicher Diluvialsand.

---

[1]) Die Provinz Preussen. Festgabe für die Mitglieder der XXIV. Versammlung deutscher Land- und Forstwirthe. Königsberg. 1863.

[2]) Beitrag zur Lagerung und Verbreitung des Tertiärgebirges im Bereich der Provinz Preussen, Schriften der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 1867.

[3]) Bericht über die geologische Durchforschung der Provinz Preussen. Schriften der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 1877.

Der Aufschluss liegt am rechten Simserufer 440 Meter Luftlinie nach ihrem Eintritt in die Section Heilsberg. Die näheren Details ergeben sich aus der Zeichnung. Ein Kohlenflötz ist mit einem Rest des darunter liegenden Quarzsandes durch unterdiluvialen, rothen, thonigen Mergel fortgeschoben. Der Zusammenhang beider Tertiärschichten und namentlich das Auftreten des lockeren Quarzsandes berechtigen uns zu der Annahme, dass Tertiär in der unmittelbaren Nähe des Aufschlusses anstehen muss.

Den nächsten grossen Aufschluss, bis zu welchem an den sehr zahlreichen, hohen und entblössten Abstürzen des rechten Simserufers das Tertiär gänzlich fehlte, finden wir bei 201 und 202 der beigefügten Karte [1]).

Ich liess diesen hohen Abhang 201, der an und für sich schon sehr steil war, noch 4 Meter vom Uferrande beginnend in seiner ganzen Höhe senkrecht, durch einzelne fussbreite Terrassen unterbrochen, abgraben, um auf diese Weise ein genaues Profil der Diluvial- und Tertiärschichten zu erhalten, bei welchem ich ganz sicher vor jeder Täuschung durch Abrutsch sein konnte; ebenso wurde auch 202 senkrecht bis 3 Meter unter den Wasserspiegel der Simser abgeräumt.

201 ergab unter 30 Meter Diluvium [2]), mindestens 5 Meter

---

[1]) Vergleiche die Karte auf Taf. XXII.

[2]) Die Schichtenfolge des Diluviums wurde beobachtet als:

Unter-Diluvium: Gelbbrauner Mergel	2—5,0 Meter
Grauer Mergel im Uebergang nach oben	2,0 »
Grauer Mergel mit vielen rothen Einlagerungen	1,0 »
Rothbrauner Mergel mit hellrothen und wenig grauen Einlagerungen	1,5 »
Diluvialsand, reich an Tertiär	3,0 »
Diluvialsand mit dünnen Lagen sehr glaukonitreichen Sandes in schöner Schichtung	1,0 »
Gelber Diluvialsand	5,0 »
Glaukonitreicher grüner Sand	1,0 »
Sehr heller, quarzreicher Diluvialsand an der Basis reich an Kohlenlagen	3,5 »
Glaukonitreicher grüner Sand	2,5 »
Diluvialsand	1,0 »
Rother Thonmergel, schlecht geschichtet	0,8—1,4 »
Diluvialgrand	0,5—2,0 »
Tertiär $\geqq$	5,0 »

Tertiär. Letzteres wurde genau nur bei 202 untersucht, weil es hier bedeutend mächtiger war. Der Aufschluss stellt drei nebeneinander laufende Profile dar, von denen das westliche, dessen Ansicht sich von Westen nach Osten erstreckt, Folgendes ergab:

a) Schwarzer, kohlenhaltiger Sand 0,5 Meter } Kohle
b) Erdige Braunkohle 0,1—0,4 Meter } 0,9 Meter.

c) Quarzsand durch Eisenoxydhydrat gelb gefärbt mit schwarzen, streifigen Einlagen, zahlreichen kleinen Stückchen von Braunkohle und verhältnissmässig viel Bernstein . . . 1,0 Meter.

d) Weisser Quarzsand mit streifigen Einlagelagerungen, welche vereinzelte gröbere Quarze enthalten, reich an bituminösem Thon und Eisenoxydhydratabsonderungen . . . . . 3,8 Meter.

e) Derselbe Quarzsand, etwas grobkörniger, mit einer 0,2 Meter mächtigen Einlage von grauem, grobem Quarzsand . . . . 1,0 Meter.

g) Weisser, z. Th. recht feiner Quarzsand mit sehr viel Glimmer, zu oberst mit einer 0,4 Meter starken, grobkörnigen, thonhaltigen Einlage . . . . 1,0 Meter.

i) Mittelkörniger, braungefleckter, glaukonithaltiger Quarzsand mit gröberen Quarzen . 1,5 Meter.

Schwarzer bituminöser Sand mit einzelnen Stücken guter Kohle 0,7 Meter }
Gut brennbare Kohle mit vielem bituminösem Holz, undeutlichen Pflanzenresten und zahlreichen rundlichen Absonderungen von Schwefelkies bis zu mehreren Pfund Schwere . . 2,3 Meter } Kohle 3,0 Meter.

Dunkler, bituminöser, feiner Quarzsand mit starkem Wasserauftrieb . . . . + 2,0 Meter.

Dicht östlich daneben läuft das Profil:

Rother unterer Mergel	0,7 Meter.
Hellgrauer Lehm	0,8 »
Diluvialgrand	0,2 »
Tertiärer Glasursand	1,0 »
Feiner Kohlensand mit rostfarbigen Flecken . . .	1,0 »

Erdige Kohle in Spuren nachzuweisen.

Noch etwa 6 Schritte vom östlichen Ende des Aufschlusses weiter stromaufwärts tritt die dem grobkörnigen Quarzsande *e*, (hier grünlich durch grossen Glaukonitgehalt) entsprechende Schicht direkt unter dem Diluvium auf; und zwar beginnt sie mit der unteren Einlage von grauem, grobem Quarzsand, die hier 0,8 Meter stark ist, dann folgt ein der oberen grandigen Einlage aus *g* entsprechender, heller, grober Kohlensand 0,8 Meter, welcher über einem glimmerreichen, feinen, hier schwach rostfarbigen Sande lagert. Darunter tritt der grobkörnige, braungefleckte Quarzsand in mindestens 3 Metern Mächtigkeit auf.

Noch etwa 15 Schritte vom Ende des Aufschlusses liegt 201, dessen Tertiär mit einem Sande beginnt, welcher der Schicht d aus 156 entspricht.

Das nächste Profil D III 34 ist sehr verrutscht, und da es im Wesentlichen nicht neue Resultate versprach, wie das Vorhergehende, wurde auf grössere Aufschlussarbeiten verzichtet. Klargelegt waren:

Schwärzlicher Kohlensand, entsprechend *a* aus 202	0,6 Meter.
Erdige Braunkohle, *b* aus 202 bis	0,8 »
Gleichkörniger Quarzsand mit wenigen geschichteten Einlagen schwarzer, kohliger Partieen .	2,0 »

Bedeutend ist der Aufschluss D III 68. Derselbe entstand durch einen Wolkenbruch, welcher am 23. Juni 1883 über Heilsberg stattfand.

Die oberen 4 Meter waren frei; zur Bestimmung des Liegenden liess ich noch 8 Meter vermittelst eines gewöhnlichen

Brunnenbohrers tiefer gehen. Es ergab sich folgendes Lagerungsverhältniss:

Unterdiluvialer Sand.
Rother, thonartiger Mergel . . . . + 1,2 Meter.

Verrutschungen machten die nächsten Meter undeutlich, aber wenige Schritte östlich dieses Aufschlusses steht unter dem Mergel hellgrauer, sehr feiner Quarzsand + 0,6 Meter an, dieser lagert über dem feinen, weissen Kohlensand, mit welchem das eigentliche Profil 61 beginnt:

Heller, feiner Kohlensand		+ 1,5 Meter.
Grauer Kohlensand mit vielen kleinen Braunkohlenstückchen und stellenweise mit Einlagerungen von Glasursand		+ 2,5 Meter.
Gute, sehr leichte Kohle		0,5—1 Meter.
Heller, zum Theil feiner Quarzsand mit streifigen dunklen Einlagen von sandigen Braunkohlen, die stellenweise in ganz dünne schwarze Letten und Kohlenflötze übergehen		2,0 Meter.
Heller Quarzsand mit dünnen Einlagen dunkeln, grobkörnigen Sandes		0,5 Meter.
Schwachsandige Braunkohle . . .	1,5 Meter	Kohle 7,9 Meter.
Stark bituminöse, sandige Kohle . .	0,5 »	
Harte Braunkohle	0,7 »	
Dunkelbrauner Sand mit einzelnen Lagen von Kohle	2,0 »	
Grauer Glimmersand	0,4 »	
Harte Kohle	0,5 »	
Feiner brauner Kohlensand . . .	0,6 »	
Brauner, bituminöser Quarzsand mit zahlreichen groben Quarzkörnern	1,2 »	
Kohle	0,4 »	
Graue, zum Theil grobe Quarzsande mit starkem Wasserauftrieb		+ 3,0 Meter.

Der Wasserandrang war so stark, dass ein Weiterbohren ohne Verrohrung unmöglich war. Es wurde daher in den stark humosen

Wiesen des Simserthales der Bohrer nochmals niedergebracht und dabei in 7,5 Meter Tiefe eine Spur Thon gewonnen, jedoch ohne sichern Anhalt für sein Anstehen, da bei einem neuen Versuche der Bohrer zerbrach.

Die nächsten Aufschlüsse am linken Simserufer zeigen das Tertiär sehr verschoben und zum Theil steil aufgerichtet. Es folgt zunächst dicht über dem Flussniveau D III 252. Einige Tertiärschichten sind durch unterdiluvialen rothen Mergel gehoben und fallen unter einem Winkel von 68° ein. Mir schien der ganze Aufschluss von der viel höher beginnenden Uferkante heruntergerutscht zu sein und unterblieben daher weitere Abräumungsarbeiten. Zu unterst lag ein grösstentheils aus durchsichtigen Quarzen bestehender, ziemlich gleichkörniger, glimmer- und glaukonitfreier, grauer Kohlensand . . . . . . $\geq$ 1,5 Meter.

Darüber ein Flötz lockerer Braunkohle mit zahlreichen Absonderungen infiltrirten kohlensauren Kalkes . . . . 0,3 Meter.

Bedeckt wurde dieses durch einen hellgrauen Kohlensand von gleichmässigem Korn mit dünnen kohligen Streifen und einer 0,20 Meter starken gröberen Einlage, deren petrographischer Charakter vollständig mit dem Sande *c* von 202 übereinstimmt 1,3 Meter.

Beim Vergleich mit dem Profil 202 ergaben sich diese Schichten von unten nach oben als gleich *a*, *b*, *c*; eine Ueberkippung der Schichten musste demnach stattgefunden haben.

Etwa in der Verlängerung der Linie senkrecht zur Fallrichtung in dem letzten Profil liegt der Aufschluss D III 251. (Taf. XVIII, Fig. 2.)

Streichungsrichtung N 2° W — S 2° O [1]).
Fallwinkel 54½°.

a) Unterdiluvialer röthlicher Mergel.

g) Unterdiluvialer Grand mit Gerölle.

h) Grober Quarzsand mit feinem Material; die Quarze sind vielfach milchweiss und dunkelblau. Die ganze Schicht ist etwas zusammengesintert.

---

[1]) Die Declination von 9° ist hierbei nicht berücksichtigt.

b) Dieselbe Schicht noch reicher an blauen Quarzen, zu einem weichen Sandstein verkittet.

c) Feiner glimmerreicher Quarzsand mit einzelnen groben Körnern und dünnen Thoneinlagen.

d) Grober Quarzsand mit vielen blauen Quarzen.

e) Grober Quarzsand mit mehr feinerem Material, sonst so wie die vorherigen.

Unter dem Mergel und dem groben Quarzsand *h* ist der Sand fortgenommen, so dass eine thürförmige Oeffnung von 1,7 Meter Höhe entstanden ist, deren eine Wand durch unteren Mergel, deren andere, Decke und Boden durch Tertiär gebildet wird. Die Oeffnung führt in ein horizontal in den Berg verlaufendes Loch, in welches man anfangs gebückt gehend, später kriechend etwa 26 Fuss tief gelangen konnte; es erstreckte sich noch weiter, doch machten abgefallene Sandmassen es zu enge und gefährlich. In der dortigen Gegend ist das Loch als »Teufelsloch« bekannt und seine Existenz schon am Ende des vorigen Jahrhunderts nachzuweisen. Die Sage hat sich vielfach damit abgegeben; so soll dasselbe das Ende eines Ganges vom bischöflichen Schlosse nach der Simser sein. Mir scheint es eine als Schlupfwinkel angelegte Höhlung von kaum über 30 Fuss Tiefe zu sein. Die Widerstandsfähigkeit der zum Theil sandsteinartig versinterten Schichten, die Höhe, Lage und der Umstand, dass die Simser etwas entfernt von diesem Berge fliesst, mithin ein Abreissen und dadurch Nachstürzen der oberen Partieen unmöglich war, sind der Grund, weshalb das Loch sich so lange gehalten hat.

Von demselben Profil weiter den Abhang hinunter sowie östlich davon gelang es an mehreren Stellen, den groben Quarzsand nachzuweisen.

Die Tertiärschichten des Teufelsloches mit dem nächsten Aufschlusse 253 in Zusammenhang zu bringen, war leider der Abrutschmassen wegen unmöglich; der Bohrstock gab ungenügende Resultate, und eine Abräumung durfte dort ohne zu grosse Schädigung der tiefer liegenden Wiesen nicht vorgenommen werden. Um daher leichter ein klares Bild über die Lagerungsverhältnisse

des Tertiärs zu erhalten, werde ich zunächst 57 behandeln und von dort zu 253 allmählich zurückkehren.

Bei 57 lagert unter $\geqq$ 1,2 Meter tertiärreichem Diluvialsand Quarzsand, dessen Stärke auf höchstens 2 Meter geschätzt werden konnte; dann folgt grober Quarzsand, etwa 1,5 Meter; unter ihm im feuchten Zustande grüne, trockene, sehr hellgraue Letten in annähernder Mächtigkeit von 1,5 Meter, sie sind nicht geschichtet und zeigen trocken einen polyëdrischen Bruch; endlich folgte ein glaukonitischer Glasursand $\geqq$ 3,5 Meter, das Uebrige verdeckte Abrutsch.

Etwa 30 Schritte stromaufwärts in 58 ist das Diluvium bereits 14 Meter mächtig. Unter dem grandigen Sande desselben ist grober Quarzsand und noch etwas tiefer grünliche Letten nachgewiesen.

20 Schritte weiter liegt ein schöner Aufschluss 59 dicht an der Simser, derselbe ergab:

Grünliche Letten	6,0	Meter.
Hellgraue Letten, mit Eisenoxydhydrat-Abscheidungen vielfach durchzogen	1,5	»
Heller Glasursand	2,5	»
Grauer Glasursand mit zahlreichen schwarzen Letteneinlagen	$\geqq$ 6,0	»

In den nächsten Aufschlüssen ist das Tertiär nicht mehr nachzuweisen, wohl aber finden wir in dem weniger hohen Vorlande, welches sich zwischen 59 und 253 erstreckt und aus Diluvium besteht, in diesem zahlreiche Beimengungen von Braunkohlen-Material.

293. Im unteren Mergel ist ein mehrere Meter langes Flötz von schwarzen, stark bituminösen Letten enthalten, welche stellenweise ganz in Kohle übergehen. —

294. Der untere Mergel enthält namentlich in dem Niveau der Simser zahlreiche Partieen eines bläulichen, kalkfreien Thones, der zum Tertiär gehört, stellenweise tritt auch dieser allein zu Tage.

295. Hier ist nur der typische untere graue Mergel aufgeschlossen.

296. Zeigt denselben in der Ueberlagerung von Quarzsandresten.

298. Unterdiluvialer Sand . . . . $\geqq$ 3,0 Meter.
Tertiärer grober Quarzsand mit beigemengtem diluvialem Material . . . . $\geqq$ 1,0 »

297. Helle Letten mit rundlichen, bis zu 1 Meter im Durchmesser starken Nestern von sehr feinem Quarzsand.

299. Unterer grandiger Sand, etwa 0,5 Meter; doch wird er wenige Schritte nördlich und westlich sehr bald viel mächtiger . . . . $\geqq$ 0,5 Meter.

Zersetzte tertiäre gelbliche Letten; dieselben haben oberflächlich, namentlich wenn sie etwas mit Diluvialsand gemengt sind, vollständig das Ansehen entkalkten, geschiebearmen Mergels . . . . + 3,0 Meter.

253. Grünliche Letten . . . . + 3,0 »
Glasursand . . . . + 4,0 »
Braune sandige Letten . . . . + 2,0 »

Die Letten liegen hier in kleinen, scharfkantigen, sehr harten, fast weissen Stücken überall umher. Der Glasursand ist namentlich in einem kleinen Aufschlusse, der wenige Schritte stromabwärts von 253 liegt, fein geschichtet. Die abwechselnd helle und dunkele Färbung lässt kleine Verwerfungen sehr schön erkennen. An der Grenze zwischen Letten und Glasursand tritt eine sehr harte Eisenoxydhydrathaltige Schicht auf, welche zwar an allen Aufschlüssen beobachtet wurde, hier aber sehr stark ausgebildet ist. Ein schwefelgelber, bisweilen auch brauner Eisenocker hat sich als feiner Anflug oder dünne Schicht in den Sprüngen und Rissen der Letten angesetzt, wodurch dieselben öfter das Aussehen von concretionären Bildungen erhalten haben.

Diese grünlichen Letten liegen am Fusse des Abhanges, an dessen oberer Kante dicht westlich die groben Quarzsande des Teufelsloches vorkommen. In Rücksicht darauf, dass ebensolche Schichten bei 58 über den Letten auftreten, sind wir auch hier berechtigt, sie als Liegendes der groben Quarzsande aufzufassen.

Das auffallende Aussehen der Letten, und der abweichende petrographische Charakter derselben im Vergleich zu allen andern, bisher in Aufschlüssen beobachteten Tertiärschichten dieser Etage in Ostpreussen, veranlassten mich, ein grösseres Bohrloch bei Heilsberg anzulegen, welches die Lagerungsverhältnisse des Tertiär bis auf grössere Tiefe klarstellen sollte. Ermöglicht wurde dieses ohne zu grosse Kosten dadurch, dass mir die Firma Pöpcke aus Anclam einen Bohr-Obmann und die nöthigen Geräthe der guten Sache wegen zur Verfügung stellte. Ich wählte hierzu natürlich eine Stelle, in welcher die obersten Schichten des Tertiärs in einem grösseren Aufschlusse zu Tage lagen (37) und benutzte zum Hinabsenken der Verrohrung bis auf 6 Meter die Oeffnung eines bereits im Herbst 1883 angefangenen, einfachen Bohrloches, welches damals aber des Triebsandes wegen aufgegeben werden musste. Es ergab sich folgendes Profil:

Aufschluss (37).

0,0—0,4 Meter.	Zersetzter, oberer Diluviallehm . .	0,4 Meter.
0,4—1,8 »	Rother oberer Mergel	1,4 »
1,8—2,2 »	Hellgelber, tertiärreicher Lehm .	0,4 »
2,2—2,6 »	Grand im Bereich des Aufschlusses als dünne Ader oder in bis 1,2 Meter mächtigen Nestern, doch westlich bald mächtiger	0,4 »
2,6—2,7 »	Contactschicht, discordant zwischen Diluvium und Tertiär lagernd, bestehend aus thonigem feinem Quarzsand mit vereinzelten Feldspathen und anderen kleinen Diluvialgeschieben	0,1 »
2,7—4,9 »	Sehr feiner glimmerreicher Quarzsand, dem Zaddach'schen Glimmersand der oberen Etage entsprechend, fein geschichtet, mit zahlreichen Einlagerungen von hellgrauem Glasursand, von feinem weissem Quarzsand und grauen Letten . . .	2,2 »

4,9— 5,6 Meter.	Brauner feiner Quarzsand, welcher namentlich nach Süden zu in stark bituminöse Letten übergeht . . .		0,7 Meter.
5,6—13,2 »	Weisse Quarzsande, schön gestreift durch dunkle Einlagen. Bei 9,5 Meter wird der Boden nass und bei 11,9 Meter findet sich Triebsand; wohl aus diesem Grunde sind die folgenden Sande hellbraun; zwischen 9,7—13,2 Meter werden die dunklen Einlagen mehr lettenartig		7,6 »
13,2—19,2 »	Schwarzer Letten in Braunkohlen übergehend	0,7 Meter	Kohle 6,0 Meter.
	Dunkler, geschichteter sehr feiner Glimmersand	0,9 »	
	Schwarzer, geschichteter feiner Quarzsand	0,7 »	
	Braunkohle	0,5 »	
	Schwarze, sandige Kohle	0,5 »	
	Braunkohle	2,0 »	
	Bituminöser feiner Sand	0,7 »	
19,2—21,9 » [1]	Gröbere, schwach thonige Quarzsande, von oben nach unten heller werdend, reich an feinerem Sand		2,7 Meter.
21,9—30,2 »	Quarzkiese mit bläulichen, grossen, z. Th. scharfkantigen Quarzen und nachweislichem Glaukonitgehalt .		8,3 »

[1]) Sowohl bei den sandigen Kohlen, als auch bei den groben Quarzsanden konnte nur die Beobachtung des gesammten geförderten Materials an Ort und Stelle maassgebend sein, weil die aufbewahrten Erdproben ganz anders aussahen, als die Schichten selbst. Da mit einem Ventil-Fallbohrer gebohrt wurde, schlämmten sich bei den Kohlen die leichten bituminösen Stoffe auf und der Sand blieb zurück, im andern Falle brachte der Bohrer vorherrschend grobe Quarze in die Höhe, wodurch ein Abgrenzen derselben von feineren Sanden unmöglich war.

30,2—31,0 Meter.	Feine sandige, graue Letten . .	0,8 Meter.
31,0—31,5 »	Hellgrauer, thonhaltiger grober Quarzsand	0,5 »
31,5—32,0 »	Dunkelgrauer, thonhaltiger grober Quarzsand	0,5 »
32,0—33,0 »	Bituminöse, sandige, graue Letten	1,0 »
33,0—38,0 »	Heller, bläulich-grauer Thon, reich an Glaukonit	5,0 »
38,0—40,0 »	Der Thon ist blaugrün, sehr reich an Glaukonit, der namentlich in mehr sandigen Schnüren auftritt; dieser Thon enthielt ganz vereinzelte, kleine Bernsteinstückchen	2,0 »
40,0—44,0 »	Glaukonitischer Glasursand, blaugrau geschichtet, mit dünnen Schnüren von grünen, stark glaukonithaltigen, etwas gröberen Sanden +	4,0 »

(Bei dem groben Quarzsande war es, wie bereits gesagt, nicht möglich, eine genaue Abgrenzung feiner und grober Sande durchzuführen.) Wie aus dem Aufschluss ersichtlich ist, fiel das Tertiär ziemlich stark nach Osten ein, es mussten daher nach Westen zu die älteren Schichten zu Tage treten.

In dem Brunnen 301 ist der gestreifte Quarzsand bis auf 5 Meter aufgeschlossen worden, derselbe steht auch bei 39 an und wird als Stubensand abgebaut. An dem grossen Chausseeeinschnitt 292 lagern zu oberst feine, glimmerreiche Quarzsande, dann folgen gestreifte Quarzsande mit dunklen, streifigen Einlagen und endlich, wenig über dem Graben und in diesem selbst, schwarze, feine Sande und erdige Braunkohle. Westlich der Chaussee, gerade gegenüber dem letzten Aufschlusse, erhebt sich ein Hügel von weissem, gestreiftem Quarzsand, welcher von einer dünnen Decke Unterdiluvialgrand überlagert wird. Auf meine Anregung hat man auch hier im Winter 1883—84 eine Grube zum Abbau des weissen Stubensandes angelegt.

An dem Abhange der Simser, woselbst sowohl an der Kante eine Bohrung bis zu 9 Meter angelegt, als auch noch 8 kleinere bis zu 5 Meter ausgeführt wurden und mehrere kleinere Aufschlüsse vorhanden waren, alles in's Gesammt mit 303 bezeichnet, ergab sich folgendes Lagerungsverhältniss:

Eisenhaltiger, sandiger Lehm, nur stellenweise als ganz dünne Schicht ausgebildet	0,3 Meter.
Grand mit zahlreichen Geschieben von sandsteinartig zusammengekittetem, tertiärem Quarzsand mit Geröllen von Tertiär	1,5 »
Kohlenhaltiger, schwarzer, stellenweise auch heller, feiner Quarzsand, lagert nur an der südlichen Hälfte des Abhanges und ist als Rest resp. Vertreter der unteren Kohle von 37 und 202 aufzufassen; er wird mächtig bis	1,5 »
Thoniger Quarzsand mit vereinzelten gröberen Körnern	2,0 »
Weisser, thonfreier Quarzsand mit einzelnen gröberen Quarzen	1,5 »
Quarzkies	2,5 »
Weisser grober Quarzsand	2,0 »
Quarzkies, glaukonitisch, wird nach Norden zu allmählich dünner und verschwindet ganz . .	3,0 »
Quarzkies, stark glaukonitisch, mit einzelnen Einlagen von thonigem Letten	2,5 »
Bläuliche Letten	2,0 »

Am nördlichen Theil des Abhanges sind diese Letten hoch in die Höhe gepresst und zeigen bei 304 Einlagerungen von braunem Glasursand und dunklen Letten. 4 Meter unter der Oberkante derselben, 8 Meter über der Simser liess Herr Pöpcke-Anklam ein zweites grösseres Bohrloch ansetzen, es ergab:

4,0 — 5,0 Meter.	Hellgrauer Thon, stellenweise fast weiss zu nennen	1,0 Meter.
5,0 — 8,0 »	Hellgrauer, schwachsandiger Thon, feucht schmutzig-blau	4,0 »

8,0 —15,0 Meter.	Grünlicher, sehr glaukonitreicher Thon	6,0 Meter.
15,0 —17,5 »	Sehr fetter, sehr glaukonitreicher Thon	2,5 »
17,5 —22,5 »	Schön dunkelgeschichteter Glasursand	5,0 »
22,5 —24,75 »	Schwarze, bituminöse Letten, trocken, sehr hart	2,25 »
24,75—26,0 »	Schwarze, stark bituminöse Letten mit rundlichen Stücken von grünlichem, sehr stark glaukonitischem, lettenhaltigem Sande	1,25 »
26,0 —27,0 »	Dunkelgrauer, stark lettenhaltiger unterdiluvialer Mergel, charakterisirt durch Kalkgehalt, sowie in einzelnen Partieen durch Feldspath und durch kleine, fein und schön geschrammte Choneteskalkstückchen	1,0 »
27,0 —27,4 »	Dunkelgraue Letten	$>$ 0,4 »

Dasselbe Lagerungsverhältniss wie 303 und 304, ergab sich auch an der südwestlichen, resp. südlichen Abdachung des Hügels.

258.	Lehmiger Diluvialgrand	+ 2,0 Meter.
Ueber:		
259.	Tertiärer Quarzkies	+ 2,50 »
	Feiner Quarzsand mit ganz vereinzelten, groben Quarzkörnern . .	1,5 »
	Grober Quarzsand	+ 1,0 »
260.	Grünliche Letten sehr reich an Beimengungen von Eisenoxydhydrat	+ 2,5 »
	Brauner, schwachglaukonitischer, sehr feiner Quarzsand	4,0 »
	Grünliche Letten reich an Eisenoxydhydrat	+ 3,0 »

Daneben läuft am Südostabhange das Profil:

261.	Quarzkies	+ 2,0	Meter.
	Quarzsand	+ 1,0	»
Ueber:			
262.	Abrutsch.		
	Grünliche Letten	+ 2,0	»
	Bräunlicher Glasursand	2,0	»
	Heller Glasursand	+ 2,0	»

Ein grauer Glasursand ist auch bei 263 nachzuweisen; er ist dort mindestens 1 Meter mächtig und lagert über grünlichen Letten. Diese zeigt auch 264, doch so wenig aufgeschlossen und so verrutscht, dass von weiteren Aufdeckarbeiten Abstand genommen wurde.

In 167 und in dem im Winter 1883—84 neu abgerutschten 302 finden wir bereits den unteren grauen Mergel in $\geqq$ 8 Meter Mächtigkeit.

Während in diesen Aufschlüssen die tiefsten der beobachteten Tertiärschichten anstehen, treffen wir die jüngeren auf der Höhe, und lassen sich dieselben an den Rändern der nach Nordosten verlaufenden kleinen Rinne vielfach nachweisen. Alle diese Aufschlüsse weisen einen sehr feinen glimmerreichen Quarzsand auf, der stellenweise stark dunkel (41, 42) wird und mit der Schicht zwischen 2,7—4,9 Meter von D III 37 übereinstimmt. Nur in 52 lagert noch über diesem Sande ein gelblicher Letten von 1,2 Meter Mächtigkeit.

Mit demselben feinen, glimmerreichen Sande beginnt auch 265. Dieser Aufschluss zerfällt in zwei Theile, der erste (*a*) schneidet den kleinen Hügel von Westen nach Osten und zeigt unter einer Decke von oberdiluvialem Lehm einen feinen, schön dunkelgeschichteten glimmerreichen Quarzsand, übereinstimmend mit dem zu oberst liegenden der vorerwähnten Aufschlüsse. Der andere geht von Süden nach Norden. Diesen liess ich senkrecht abräumen und erhielt das Profil (Taf. XVIII, Fig. 3):

Die Streichungsrichtung war W. 28° S. — O. 28° N.
Der im Aufschluss beobachtete Einfallwinkel 36°, der wirkliche $59^3/_4$°.

i) Zersetzter oberdiluvialer Lehm bis . . . 2,0 Meter.
h) Oberer Lehm bis . . . . 2,0 »
p) Mittelkörniger Quarzsand mit einzelnen gröberen, sehr gut abgerollten Körnern, frei von Glaukonit, zusammengesintert . 1,0 »
k) Feiner glimmerreicher Quarzsand, etwas versintert, glaukonitfrei . . . . . . 1,5 »

Wenn auch die feinen, grauen Schichtungen hier wohl in Folge der Versinterung und der damit verbundenen Auslaugung nicht so schön sichtbar waren, wie in den entsprechenden Sanden von Aufschluss *a*, so konnte doch der unmittelbare Uebergang durch Abräumen konstatirt werden, da die beiden Aufschlüsse sich hier rechtwinklich berührten.

l) Brauner Kohlensand . . . . 1,2 »

Die Sande *p*, *k*, *l* stimmen überein mit den oberen aus 202 und 37, während sich die nun folgenden an die Sande mit streifigen Einlagerungen anschliessen.

m) Weisser Quarzsand mit kohligen, streifigen Einlagerungen, glaukonithaltig . . . . 0,8 »
g) Mittelkörniger Quarzsand mit gröberem Material, ganz schwach thonig, mit vereinzelten Glaukoniten . . . . 0,5 »
f) Gewöhnlicher,
e) Gröberer Quarzsand, durch Abscheidungen von Eisenoxydhydrat gelb gefärbt . . . 2,2 »
d) Quarzsand, schön gestreift, glaukonithaltig 1,2 »
c) Derselbe Sand, dunkler, mit vereinzelten Bernsteinbröckchen . . . . 0,6 »
a) Unterer rother Mergel . . . . ≥ 1,8 »
b) Derselbe Sand wie *c* . . . . + 2,0 »

Die gestreiften Quarzsande lassen sich auch an der sogenannten Friedenslinde und an dem Abhange westlich derselben weiter verfolgen. An diesem treten auch schwarze Sande und Kohlen auf, deren Gesammtmächtigkeit annähernd auf 4 Meter geschätzt werden konnte. In dieser Kohle entstand, wie die Chronik der Stadt Heilsberg Blatt 145 mittheilt, Ende December 1822 ein Erdbrand, der mehrere Tage anhielt. Dicht dabei liegt auch der Aufschluss 195.

Unterdiluvialer Mergel	+ 3,0	Meter.
Unterdiluvialer Sand	+ 3,0	»
Grauer, feiner Quarzsand	+ 2,0	»

Wie im Simserthale finden sich auch in den Heilsberger Höhen selbst noch einzelne Aufschlüsse von Tertiär, in denen dasselbe natürlicher Weise meist nur in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen ist. An dem Nordabhange des Kreuzberges ist in 57 und 56 tertiärer Quarzsand aufgeschlossen, welcher zahlreiche streifige, schwarze Einlagerungen aufweist; dasselbe bietet auch 171 u. 172; 159 u. 161 zeigen in einem Wegeaufschluss Bildungen, entsprechend den oberen Schichten von 202.

	159. Oberflächlich veränderter, sehr feiner, weisser, glimmerreicher Quarzsand .	0,6	Meter.
Ueber:	161. Derselbe Sand unverändert, weiss .	1,0	»
	Dito, nur stark bituminös, stellenweise mit Kohle	0,8	»
	Mittelkörniger Quarzsand (wohl gestreift?)	+ 2,0	»

138.	Meter
Unterdiluvialer Sand . .	+ 4,0
Weisser, sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand . .	0,2
Unterdiluvialer, rother, thoniger Mergel	2,0
Grüner, glaukonitreicher Diluvialsand	0,6

139.	Meter
Unterdiluvialer Sand	4,0
Rother, thoniger Mergel . .	1,5

138.	Meter
Unterdiluvialer, grandiger Sand	1,5
Dunkelgestreifter Quarzsand	+ 2,0

139.	Meter
Grandiger Sand	8,0
Lettenartiger, sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand	1,2
Feiner, glimmerreicher Quarzsand	+ 2,3

267. Unter einer Decke von Diluvium lagert:

Tertiärer, zum Theil sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand mit mehreren Bänken von gelblichen Letten	2,5 Meter.
Quarzsand mit streifigen, dunklen Einlagen	3,0 »
Grauer Quarzsand, sonst wie vorher	2,0 »
Kohle mit viel bituminösem Holz	?
Dunkler Quarzsand mit Wasser	?

2 u. 3. Sehr feiner, glimmerhaltiger Quarzsand + 3,0 Meter.

252 und 253. Beide Aufschlüsse sind sehr schlecht und auf natürliche Weise und durch Sandgraben so verrutscht, dass es unmöglich war, ein vollständiges Profil zu erlangen. Constatiren konnte ich nur:

Diluvialsand, reich an Tertiär	+ 4,0 Meter.
Grünlicher, glaukonitreicher Diluvialsand	0,5—1,0 »
Derselbe schön geschichtet	1,0 »
Weisser Quarzsand, schwach gestreift, mit einzelnen grösseren Körnern	+ 3,0 »

Letzterer findet sich auch bei 254. Bei 259 treten grobe Quarzsande auf, die allerdings sehr schlecht aufgeschlossen sind, deren grosse Quarze aber überall umherliegen.

239	Diluvialsand	$\geq$ 10,0 Meter.
	Braunkohle	1,5 »
und 238.	Gestreifter Quarzsand	1,3 »

Bei 237 liegt über dem Quarzsand heller feinsandiger Letten.

Ausser diesem lokalen Verbreitungsbezirk des Heilsberger Tertiär finden sich nun noch einzelne zerstreute Aufschlüsse,

welche der Vollständigkeit wegen angeführt werden. Am weitesten entfernt liegen am rechten Alleufer die Aufschlüsse, welche Taf. XIX, Fig. 4 u. 5 darstellt:

a) Unterdiluvialer Mergel,
b) Unterer Sand, reich an Tertiär,
c) Feiner Glasursand mit Spuren von Diluvium,
d) Grober Quarzsand, zum Theil Quarzkies,
e) Tertiärhaltiger unterer Mergel,
f) Quarzsand, durch den Bohrstock nachgewiesen.

Kurz bevor der Allefluss die Sektion Heilsberg verlässt, liegt an der linken Wand des letzten Seitenthälchens etwa 100 Schritte vor der Mündung ein Aufschluss. In diesem sind durch den unterdiluvialen Mergel tertiäre grobe Quarzsande in die Höhe gehoben. Die Schichtung derselben, welche sehr deutlich sichtbar, und wie der Aufschluss (siehe Taf. XIX, Fig. 5) zeigt, horizontal war, ist dadurch fächerartig gestellt, so dass am südlichen Ende des Aufschlusses die Schichten unter einem Winkel von 65^0 aufgerichtet sind, und erst am nördlichen Ende allmählich in die wagerechte Lagerung übergehen. Die Schraffirung markirt die Berührungszone zwischen Mergel und grobem Quarzsand, in welcher der letztere braun und schwach sandsteinartig durch Eisenoxydhydratinfiltration verkittet ist. Der Mergel unter dem Grand ist mindestens 5 Meter mächtig.

Dicht an der Mündung des Thälchens liegt der zweite Aufschluss (Taf. XIX, Fig. 5), in welchem das horizontal geschichtete Tertiär auch durch unteren Mergel gehoben ist. Das Tertiär beginnt mit gelbem Glasursand, der entschieden umgelagert sein muss, da er stellenweise kleine (nicht infiltrirte) Kalkpartikelchen und auch Feldspath enthält. Hingegen ist der grobe Quarzsand absolut frei von Beidem. Er ist schön geschichtet und in seinem oberen 0,6 Meter mächtigen Theil grau durch beigemengte kohlige Bestandtheile, dann weiss und nur in der Nähe des unteren Mergel *e* ähnlich verkittet, wie in dem vorigen Aufschluss. Es ist wahrscheinlich und scheint auch durch den Bohrversuch bestätigt zu werden, dass Tertiär in unmittelbarer Nähe der Aufschlüsse ansteht.

Von der Strasse Rehagen-Heilsberg führt etwa 1 Kilometer westlich des ersten Ortes ein Abbauweg nach Knipstein; gehen wir diesen 155 Meter weit, und verfolgen dann die Luftlinie an dem Gehöft vorbei etc. genau westlich 375 Meter, so finden wir am Fusse des Berges einen 1883 allerdings schlecht aufgeschlossenen, feinen, tertiären Quarzsand unter unterem Mergel.

Von diesem Aufschlusse zurück trifft die Richtung O. 8^0 N. wieder den Knipsteiner Weg an dem Fusse einer Anhöhe; auch hier ist unter unterdiluvialem Mergel tertiärer, feiner Quarzsand nachzuweisen.

Mit dem Zutagetreten des Tertiär in dieser Gegend hängen auch die auffallend hellen, quarzreichen Diluvialsande zusammen, welche an der Rehagen-Heilsberger Landstrasse mehrfach aufgeschlossen sind. Aehnliche Sande finden sich auch an der Rehagen-Knipsteiner Landstrasse, 1150 Meter Luftlinien-Entfernung nördlich vom Ende des ersteren Dorfes; sie zeichnen sich durch einen grossen Reichthum an milchigen Quarzen aus und dürften vom Tertiär herrühren, welches in der nächsten Nähe ansteht.

Bevor ein Vergleich und eine Parallelisirung mit bekannten Tertiärdistrikten versucht wird, sollen zunächst noch die beobachteten Süssenberger Aufschlüsse näher betrachtet werden. Auch hier, wie bei Heilsberg gebe ich die Fundpunkte nach der betreffenden Nummer des Bohrregisters, um eine spätere Orientirung dadurch zu erleichtern. Die Aufschlüsse werden gruppenweise nach den Ortschaften, in deren Nähe sie liegen, behandelt werden.

1. Heiligenfelde. Zu beiden Seiten des Thälchens, welches sich durch das Dorf zur Simser hinzieht, liegen die Aufschlüsse. Auf der Höhe des südlichen Anberges lagern links der Strasse Blumenau-Heiligenfelde (A IV 61):

Grober Diluvialgrand	1,5	Meter.
Feiner Quarzsand mit Einlagerungen von sandigen, dunklen Letten mit Kalkinfiltrationen .	2,0	»
Quarzsand, schwarz gestreift und glaukonitisch .	+2,0	»

An der nördlichen Seite liegt dicht rechts derselben Strasse ein Brunnen (A IV 37), in welchem unter unterem Mergel derselbe weisse Quarzsand gefunden wurde; dieser steht auch weiter nördlich, 50 Meter hinter dem links abgehenden Feldwege (A IV 35) und 600 Meter auf letzterem am Anberge rechts (A III 121) an.

2. Blumenau. An dem östlichen Ufer des grossen Torfbruches zwischen Blumenau und Klotainen ist tertiärer Quarzsand mit dunklen, streifigen Einlagen verschiedentlich nachzuweisen. Der Hauptaufschluss liegt westlich des Schnittpunktes der beiden Wege Blumenau-Tollnigk und Klotainen-Lisettenhof. Auch nördlich von Blumenau an dem Abbau links des Weges nach Kleitz unmittelbar westlich der Stelle, an welcher der Weg nach Kerwienen abgeht, sind mehrere Tertiäraufschlüsse beobachtet, (A IV 98, 99, 100). A IV 100 liegt 40 Schritte südöstlich vom Giebel des östlichen Gebäudes:

Sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand	1,6 Meter.
Gelbgrauer Letten	0,3 »
Sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand	0,8 »
Quarzsand	+ 1,0 »

A IV 98 liegt südlich des Giebels des westlichen Gebäudes:

Thonige, zersetzte Tertiärschicht	0,6 Meter.
Bräunlicher Kohlensand (die hellen, abgerollten Quarze erst nach dem Schlemmen schön sichtbar), glaukonitfrei	1,2 »
Weisser Quarzsand, glaukonitisch mit schwarzen streifigen Einlagen	1,0 »
Derselbe, mit mehr gröberem Material und bräunlich	1,2 »
Weisser Quarzsand, wie oben	+ 1,0 »

Etwas nordöstlich hiervon in der unmittelbaren Nähe von A IV 100 ist noch ein grösserer Aufschluss von mir gegraben worden, um namentlich die Lagerungsverhältnisse des Letten festzustellen. In dem Bohrregister ist diese Abräumung nicht verzeichnet.

Sehr feiner, glimmerhaltiger Quarzsand, fein braun geschichtet, an der Basis dunkel	2,9 Meter.
Hellgraue Letten	2,5 »
Sehr feiner, glimmerhaltiger, schwarzer Quarzsand	1,4 »
Kohlensand, bräunlich an der Basis	+ 1,0 »

Dieses Profil ist vermittelnd zwischen A IV 98 und 100. Einmal zeigt es das Stärkerwerden des Letten in A IV 100, sodann die Zugehörigkeit der ganzen, mindestens 8 Meter starken Abtheilung zu den bei Heilsberg zu oberst liegenden Schichten. Südlich an dem Anberg der ersten sanften Bodenerhebung liegt der Aufschluss A IV 99, welcher aber nichts Neues bietet, da das in ihm auftretende Tertiär mit dem vorigen glimmerhaltigen, feinen Quarzsande übereinstimmt; dieser deckt daher die ganze kleine Anhöhe, an deren südwestlichem Abhange die gestreiften Quarzsande hervortreten.

Beim Weiterverfolgen des Kleitzer Weges kommen wir 300 Meter nach seiner Abzweigung zu einer grossen Menge kleiner Tertiäraufschlüsse. Obwohl auch hier die Varietäten des Quarzsandes vom mittelkörnigen bis zum feinsten glimmerreichen nachzuweisen waren, gelang es doch nicht, bestimmte Lagerungsverhältnisse festzustellen.

55 Meter nördlich der vorhin erwähnten Abzweigung war am Kerwiener Wege der mittelkörnige Quarzsand auch nachzuweisen; derselbe zog sich nach Osten bis zum Torfbruch hinunter.

3. Galitten. Die Tertiäraufschlüsse sind unbedeutend und beschränken sich auf die Böschungen des Weges nach Freudenberg vom Fusse bis auf die Höhe des ersten Berges. Der Mergel ist dort stellenweise reich an Letten und feinem, glimmerreichen Quarzsande, auch tritt dieser bedeckt mit Resten des ersteren an einzelnen Stellen zu Tage.

4. Soritten und Termlack. Nach Norden von Soritten führt die Landstrasse nach Süssenberg; dieser anfangs parallel ein Feldweg, aus welchem links ein zweiter sich abzweigt, der durch ein kleines Torfmoor geht. Beim Verfolgen des südlichen

Ufers des letzteren findet man nach etwa 230 Metern einen Aufschluss D II 21:

Tertiärer, mittelkörniger Quarzsand	0,8 Meter.
Dunkelbrauner Quarzsand	2,0 »
Schön dunkel gestreifter, glaukonithaltiger Quarzsand	+ 1,5 »

800 Meter nördlich von diesem Aufschlusse liegt C II 148:

Unterdiluvialer Grand	0—1,5 Meter.
Weisser, mittelkörniger Quarzsand	0,6—2,3 »
Weisser Quarzsand, mit breiten, braunen Einlagerungen und stellenweise gröberen, sehr glaukonitreichen Bänkchen	+ 3,0 »

Hiervon südwestlich ist nach 400 Metern in C II 221 und von da in derselben Richtung weiter nach 475 Metern in D II 74 ein gleicher Quarzsand aufgeschlossen. Auch in der Nähe der letzteren Stelle tritt er noch mehrfach zu Tage, oder steht bald unter der Oberfläche an und ist dem Diluvialsand in grosser Menge beigemischt.

5. Sternberg. Von der von Stolzhagen nach Schwengen führenden Strasse zweigt sich an der Lisière des Waldes rechts der Weg nach Sternberg ab. In der ersten grossen Wiese trennt sich ein Feldweg nach Norden, von dieser Stelle 430 Meter nordwestlich liegt der Aufschluss C I 212:

Unterdiluvialmergel	1,0 Meter.
Weisser Quarzsand, schwarz gestreift	1,0 »
Derselbe mit groben Beimengungen, die ersten 1,5 Meter weiss, dann wiederum gestreift .	+ 3,5 »

6. Kolm. Wendet man sich von Kolm nach Stolzhagen, so liegt an der Stelle, an welcher der Weg nach Süssenberg abgeht, ein schöner Tertiäraufschluss B I 388, den ich nach einigem Abräumen namentlich 1879 zu beobachten Gelegenheit hatte, da er damals als Sandgrube benutzt wurde; jetzt ist er etwas verfallen. (Taf. XIX, Fig. 6.)

a) Diluvialsand,
b) Diluvialgrand,
c) Feiner, weisser Tertiär-Quarzsand,
d) Derselbe Sand, schwarz,
e) Glasursand.

Unter einer Decke von unterdiluvialem Sande *a*, der unmittelbar am nördlichen Ende des Aufschlusses mindestens 7 Meter mächtig wird, tritt Tertiär zu Tage. Oberflächlich ist dasselbe durch eine Grandbank *c* überlagert. Wie aus der Abbildung zu ersehen, ist die Schichtung des Tertiärs durch den Druck der Diluvialmassen eigenthümlich gestört; der mehr zusammenhaltende Glasursand scheint in Schollen gebrochen und in den durch kohlige Bestandtheile schwarz gefärbten, feinen Quarzsand hineingedrückt zu sein, welcher dann sammt dem darüberliegenden weissen, feinen, glimmerreichen Quarzsand die entstandenen Höhlungen ausfüllte.

Südlich von diesem Aufschluss liegt namentlich an der rechten Seite des Weges nach Stolzhagen am Nordrande der mit Torf erfüllten westöstlichen Rinne, ein weisser, mittelkörniger Quarzsand mit schöner dunkler Streifung.

7. Liewenberg. Südlich des Grabens, welcher nach Westen einen Abfluss des kleinen Liewenberger Sees bildet, weist ein Aufschluss am Anberge des Weges Liewenberg-Wosseden einige Meter über der Alluvion das Profil A I 210 auf:

Unterdiluvialer Mergel, im Aufschlusse 0,6 Meter, doch bald mächtiger.
Entschieden glaukonitischer Glasursand . . . 1,2 Meter.
Sehr feiner Quarzsand . . . . $\geq$3,0 »

Die Chaussee von Guttstadt nach Liewenberg zu läuft unmittelbar hinter dem letzteren Orte direkt westlich, wendet sich dann aber nach Südwesten; etwa 185 Meter vom Scheitelpunkte dieses Winkels führt über den Hof eines grossen Abbaues ein Feldweg nach Süden und mündet in den von Liewenberg direkt kommenden Abbauweg. 290 Meter südwestlich dieser Stelle ist ein kleiner abschüssiger Wasserriss, der nur mit seinem kleinsten

Theile noch auf Section Süssenberg liegt. Hier (B I 126) lagert unter Unterdiluvialsand in $\geq$ 2,5 Meter Mächtigkeit, schwach glaukonitischer, tertiärer Quarzsand mit zahlreichen Einlagerungen eines sehr groben Sandes, welcher stellenweise durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt ist. Dicht daneben sind verschiedene kleine Aufschlüsse (B I 124, 126, 127), welche ergeben, dass das Hangende des Sandes ein sehr feiner Quarzsand ist; noch weiter südlich findet sich auch gelber, tertiärer Letten (B I 223). Das gesammte Profil dieser Aufschlüsse stellt sich demnach:

Gelber, tertiärer Letten beobachtet bis	+ 1,5 Meter.
Sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand, beobachtet bis	+ 3,0 »
Feiner Quarzsand, beobachtet bis	+ 1,0 »
Quarzsand mit gröberen Einlagen, glaukonithaltig, beobachtet bis	+ 2,5 »

Auch an der alten Landstrasse Liewenberg-Kolm war, dicht bevor der Weg nach Sternberg sich abzweigt, auf einer grösseren Fläche unter 0,6—1,0 Meter schwach humosem Grand sehr feiner tertiärer, glimmerreicher Quarzsand + 2,0 Meter durch Drainarbeiten aufgeschlossen (B I 71).

8. Reichenberg. Von diesem Dorfe erstreckt sich ein grosses Torfbruch nördlich nach Wosseden, in der Nähe des Uferrandes desselben findet sich mehrfach Tertiär. Das Grundstück des zweiten Abbaues rechts der Landstrasse Reichenberg-Wosseden steht auf schön gestreiftem Quarzsande (A I 111, 112), welcher unter etwa 0,6 Meter lehmigem Abrutsch bis zu 4 Meter Tiefe aufgeschlossen wurde.

Nach Osten gerade gegenüber an der anderen Seite des Torfbruches zieht südlich eines Abbaues sich eine kleine, mit Alluvionen erfüllte Senkung hin, durch welche dessen Zufuhrweg von der Chaussee führt; dicht östlich desselben, mitten in der Alluvion, liegt ein kleinerer Hügel, welcher aus gestreiftem Quarzsand (A II 114) besteht, der von 0,9 Meter Lehm bis lehmigem Sande bedeckt wird. Dieselbe Schicht ist auch von hier 250 Meter südwestlich an

der anderen Seite des Zufuhrweges am Fusse des Berges mehrfach nachzuweisen (A II 116).

9. Süssenberg. Die Hauptaufschlüsse liegen an der östlichen Abdachung der Süssenberger Höhen.

Die Gemeinde-Sandgrube, welche dicht südwestlich vom Dorfe liegt und rechts der Strasse nach Soritten an einem Hügel angelegt ist, wurde von mir bis zur Entfernung sämmtlicher Abrutschmassen abgeräumt, und das erhaltene Bild in Taf. XIX, Fig. 7 wiedergegeben.

B III 134.

l) Verwitterungsschicht von unterem Sande, der reich an Tertiär ist.

m) Lehmiger Diluvialgrand.

n) Rother, unterer Mergel.

a)	Hellgrauer, feiner, glaukonithaltiger Quarzsand	$\geqq$ 3,5 Meter.
b)	Quarzsand, schwach gelblich	0,2 »
c)	Weisser, feiner Quarzsand mit Einlagen von gelbem, grobem Sand	0,3 »
d)	Weisser Quarzsand mit schwarzen, kohligen Einlagerungen, die in schmalen Streifen auftreten; in der Nähe des unteren Mergels enthält er oberflächlich diluviales Material	0,25 »
e)	Feiner, grauer Quarzsand mit Einlagerungen von gröberem	0,7 »
f)	Weisser, glaukonithaltiger Quarzsand, mit kleinen schwarzen Flecken (nicht Streifen) und rundlichen Nestern von grobem Quarzsand	0,8 »

g) Vollständig so wie *f*, nur dass die dunkelen Einlagerungen mehr streifig sind.

h) Grauer, weiss gefleckter, glaukonithaltiger Quarzsand.

i) Weisser, feiner Quarzsand.

k) Diluvialsand, in dem sowohl Reste von *h*, als auch grobe Quarzsande von *g* eingelagert sind.

Die Störung ist durch den rothen, unterdiluvialen Lehmmergel erfolgt, welcher in das Tertiär hineingepresst ist. Die Schichten sind dadurch gekrümmt und durch einander geschoben, lassen sich aber, namentlich frisch abgestochen, sehr leicht unterscheiden und genau abgrenzen. In regelmässiger Uebereinanderlagerung ist das Tertiär nur am westlichen Ende des Aufschlusses nachzuweisen. Hier fielen die Schichten um 45° nach Westen ein. Die Streichungsrichtung berechnete sich auf S. 5° W. — N. 5° O. Das Tertiär stimmt mit dem bei Heilsberg unterschiedenen, dunkelgestreiften Sande überein.

An der Nordseite desselben Hügels sind etwas höher als die Sandgrube noch mehrere kleinere Aufschlüsse vorhanden; einer derselben zeigt die über den vorigen liegenden Glieder des Tertiär:

Grobkörniger Kohlensand	+ 0,6 Meter.
Sehr feiner glimmerreicher Quarzsand	1,3 »
Schwarzer, kohlenhaltiger Quarzsand	0,8 »
Weisser, kohlenhaltiger Quarzsand	+ 1,0 »

Nach Norden von B III 134 lässt sich der gestreifte Quarzsand sowohl in den Gräben der Landstrasse, als auch weit darüber hinaus verfolgen. So bildet er, nur von wenig Diluvialsand überlagert, den rundlichen Hügel, welcher dicht links am Wege nordöstlich von B III 134 liegt, ferner in derselben Richtung weiter den ganzen nordwestlichen Abhang des nächsten Berges. Auch hier scheinen vielfach Störungen durch den unteren Mergel hervorgerufen zu sein, doch werden dieselben, da kein Aufschluss vorhanden ist, der näheren Untersuchung entzogen. Der Bohrstock ergab auf der Höhe unter 1,1 Meter rothem Lehm Quarzsand mit einzelnen grösseren z. Th. röthlichen Quarzen, am Fusse gewöhnlichen weissen Quarzsand mit schwarzen Einlagerungen. In einer anderen, nördlich von 134 gelegenen, kleinen, rundlichen Kuppe (B III 128) ist ein feiner, glimmerarmer Quarzsand aufgeschlossen, der allmählich nach oben zu immer reicher an gut abgerollten, gröberen Quarzen wird. Unter ihm lagert etwas tiefer, sowohl südwestlich, als auch südlich und nördlich

der weisse, mittelkörnige Quarzsand mit dunklen, streifigen Einlagerungen.

Auch nach Süden von B III 134 zu ist das Tertiär nachzuweisen. 780 Meter südlich, dicht westlich des ersten Abgebauten, rechts vom Wege Süssenberg-Soritten, liegt ein nach Osten zu ziemlich steil abfallender Hügel. Auf der Höhe desselben steht Tertiär zu Tage. Wie steil übrigens hier der untere Mergel dem Tertiär anlagert, ergiebt sich daraus, dass an dem ganzen Anberge in einer Mächtigkeit von 9 Meter, jedes Tertiär fehlt, dasselbe auf der Höhe jedoch 2 Meter von der Kante unter 2,5 Meter Mergel und in noch 2 Meter Entfernung bereits an der Oberfläche und in $\geq$ 4,5 Meter Tiefe ansteht. Das Tertiär tritt hier als rundliche Fläche, deren Durchmesser von Osten nach Westen 52 Meter beträgt, auf und ist rundherum von unterem Mergel umgeben, der sich sicher vielfach in das Tertiär hineingepresst und dasselbe zusammengeschoben hat. Eine Gliederung war in Folge dessen nicht hineinzubringen. Zwar liegen zahlreiche grobe Quarze umher, die auf dieser fast garnicht bewachsenen Stelle vom Winde ausgeweht waren, doch lassen stellenweise dunkele Streifen und Glaukonitgehalt darauf schliessen, dass wir es hier mit einem Quarzsande zu thun haben, der den glaukonitischen gestreiften Sanden von Heilsberg entspricht. Bestärkt wird dieses noch dadurch, dass in einer Sandgrube ein feiner Quarzsand mit grauer 0,8 Meter mächtiger Glasursandbank zu oberst lag; leider war das Uebrige hier durch Abrutsch verdeckt. B III 194—197.

Zu dem Süssenberger Tertiärvorkommen gehören noch zwei kleine Aufschlüsse, deren genaue Lagebeschreibung deshalb nicht gegeben wird, weil sie wenig Neues boten, der eine (C II 51) etwa 400 Meter südwestlich von B III 198 zeigte sehr feinen glimmerreichen Quarzsand $\geq$ 3 Meter, der andere (C II 31 u. 34) gestreiften Quarzsand.

Wichtiger ist noch C III 7. Von der Strasse Wernegitten-Blankensee zweigt sich etwa 1 Kilometer vom Ende des ersteren Dorfes ein in südlicher Richtung verlaufender Weg ab; verfolgen wir denselben bis zu seinem Ende im grossen Wernegitter Torfbruch und wenden uns in diesem nach Westen, so bemerken wir

einen kleinen bewachsenen Hügel, welcher auf dem Messtischblatt fehlt. Dieser Hügel liegt 1400 Meter östlich von C II 51 und besteht in seinem nördlichen Theile aus Tertiär. Dasselbe wurde durch Grabung aufgedeckt, und ergab:

Diluvialsand mit Geschieben	0,7 Meter.
Grober, lehmiger Grand	0—0,8 »
Grauer, tertiärer Quarzsand; derselbe ist in der Nähe des Diluviums gelb, wo er von diesem nicht bedeckt war, rein weiss	1,2 »
Weisser Quarzsand mit schwarzen, streifigen Einlagerungen	3,5 »
Marmorirter Quarzsand	+ 2,0 »

Die Schichten fallen nach Süden zu schnell ein; 28 Meter südöstlich ist in 3 Meter Tiefe bereits kein Tertiär mehr vorhanden.

Die gesammten Süssenberger Beobachtungen lassen sich im Ganzen in das Profil einreihen:

Kohlensand, nach oben zu etwas grobkörniger, beobachtet bis	0,6 Meter.
Sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand mit einer 0,8 Meter starken, schwarzen, kohlenhaltigen Einlagerung, die lokal durch braunen Glasursand vertreten zu sein scheint	+ 4,0 »
Glaukonithaltiger Quarzsand mit feinen und gröberen, dünnen Einlagerungen, in einzelnen Partieen durch kohlige Substanzen schwarz gestreift oder gefleckt, oder durch bituminöse Stoffe braun gefärbt und dann häufig grau und weiss marmorirt, beobachtet bis . . .	6,0 »

Wenn wir aus den verschiedenen Profilen des Vorstehenden uns jetzt ein Gesammtbild des Heilsberger Tertiärs entwerfen, so werden wir folgende Reihenfolge von oben nach unten zu unterscheiden haben:

1. Ein Complex von Schichten, bei welchen die feinsandigen z. Th. thonigen Glieder vorwalten und welchen der Mangel oder ein äusserst sparsames Vorkommen von Glaukonit gemeinsam ist. Hierzu gehören mit Einschluss der Braunkohle folgende Schichten:

Kohlensand, der nach oben zu gröber wird (Süssenberg), beobachtet bis zu	0,6	Meter.
Sehr feiner, glimmerreicher Quarzsand bis Glasursand; sehr fein geschichtet. Derselbe enthält oft Lettenbänkchen von geringerer oder grösserer Mächtigkeit, stellenweise auch dünne Einlagerungen von gröberen Sanden; beobachtet bis	2,9	»
Helle Letten, die z. Th. die vorigen ersetzen (Blumenau), beobachtet bis	2,5	»
Mittelkörniger Quarzsand mit einzelnen gröberen Körnern bis	1,0	»
Feiner, z. Th. dunkelgeschichteter, glimmerreicher Kohlen- bis Quarzsand bis	2,2	»
Brauner Quarzsand, bisweilen mit Kohlenresten und Einlagerungen von gröberem Quarz- und von Glasursand bis	2,5	»
Erdige Braunkohle	1,0	»

Das würde eine Gesammtmächtigkeit von 12,7 Metern ergeben; wirklich beobachtet wurde sie allerdings nur bei Blumenau bis zu 8 Meter und in einem Profil, dessen Liegendes nicht weiter untersucht werden konnte, Heilsberg 67, auf 5,6 Meter. Natürlicher Weise muss man auch annehmen, dass verschiedentlich diese Schichten sich gegenseitig ersetzen und einzelne auch nur nesterweise ausgebildet sein werden.

2. Quarzsande mit streifig angeordneten, kohligen Partieen. Der Gehalt an Glaukonit ist bemerkenswerth und wird namentlich bedingt durch einzelne Bänke, welche besonders reich daran sind. Feine Einlagerungen kommen in den obersten und tiefsten, gröbere mehr in den mittleren Lagen vor, doch bleiben sie immerhin von untergeordneter Bedeutung. In einzelnen Schichten dieser Gruppe wurde Bernstein gefunden. Rechnen wir zu diesen Quarzsanden

auch die untere Braunkohle von Heilsberg 37, 61, und 202, so ergiebt sich bei diesen Profilen eine Gesammtmächtigkeit von 13,6 — 10 — 12,3 Meter für diese Abtheilung. Bei D III 156 wird die Mächtigkeit sogar 14,3 Meter, weil wir den unter der Kohle liegenden, dunklen, feinen Quarzsand auch hinzurechnen müssen wie bei den ersten beiden. Die Kohle zeigt als wirkliche Braunkohle nur 3 Meter Mächtigkeit bei D II 156, in den andern Fällen ist sie vielfach durchsetzt von bituminösen und kohligen Sanden und ist dadurch in mehrere Bänke getheilt.

3. Grobe Quarzsande und Quarzkiese, die mit einander wechsellagern. In den oberen Theilen sind sie entschieden frei von Glaukonit, in den unteren wird dieses Mineral stellenweise sehr häufig. Kohlige Beimengungen fehlen gänzlich; Färbungen, durch bituminöse Stoffe erzeugt, sind häufiger. Die Gesammtmächtigkeit ergab sich auf 12,5 — 13,5 Meter. Sowohl zu oberst, als an der Basis waren die ersten Meter schwach thonig.

4. Blaue glaukonitreiche Thone. In den oberen Partieen mit Einlagerungen von braunen Letten und fein geschichteten Glasursanden. Der Gehalt an Glaukonit nimmt in den unteren Partieen bedeutend zu, uud lagert derselbe namentlich in grünen Streifen und Bändern, die den Thon durchsetzen. Das bis jetzt bekannte Liegende dieser Thone sind wiederum feine Glasursande und harte, dunkle Letten.

Obzwar diese Gruppen im Gesammtcharakter sich festhalten lassen, so ist doch eine streng durchzuführende Trennung nur bei 3 und 4 möglich, während 1 und 2, namentlich dann, wenn die Kohle fehlt, durch die gröberen und feineren Einlagerungen ganz ineinander übergehen. Um daher eine Parallelisirung mit dem samländischen Tertiär vorzunehmen, wollen wir die Gesichtspunkte, nach welchen eine solche vorgenommen werden könnte, näher in's Auge fassen. Zaddach führt den Schichtenwechsel des samländischen Tertiärs selbst vielfach auf lokale Strömungen vom ehemaligen Festlande her zurück. Wenn wir dieses anerkennen, so ist es auch klar, dass in grösserer Entfernung die Gliederung sich vereinfachen muss, und dass sie so detaillirt allein einen ganz lokalen Werth für die Uferbildungen des Samlandes haben kann.

Man wird daher in Heilsberg nur eine Uebereinstimmung in den Hauptzügen verlangen können.

Ein grosser Werth wird für das Samland auf die drei Letten gelegt, von denen jeder einer Etage der Braunkohlenformation eigenthümlich ist. Zeigen sich dort schon verschiedene Unregelmässigkeiten unter den einzelnen Profilen und zwischen Nord- und Westrand, so werden die Letten für die Gliederung des Heilsberger Tertiär ganz werthlos, weil überhaupt nur ein oberer Letten und dieser sogar noch verhältnissmässig selten ausgebildet ist.

Von mehr Werth scheinen schon die Kohlenflötze zu sein. Zaddach unterscheidet deren im Samlande zwei, von welchen er das obere für die obere Etage der Braunkohlenformation, das untere für die mittlere in Anspruch nimmt. Auch bei Heilsberg habe ich zwei grössere Flötze beobachtet, welche jedoch in der ganzen Art ihrer Lagerung enge zusammengehören. Wenn auch in den meisten Aufschlüssen sich eine Zufuhr von kohligen Substanzen durch die ganze zweite Etage hindurch nur in den schwarzen, streifigen Einlagerungen nachweisen lässt, so gehen diese jedoch bei 61 geradezu in dünne Kohlenbänke über, welche als dünnere Flötze die untere Kohle mit der oberen direkt verbinden; ja sogar nach der Ablagerung des oberen Flötzes dauerte eine Zufuhr von bituminösen Stoffen weiter fort und erzeugte, ähnlich wie in den gestreiften, so auch in den feinen oberen Sanden die dunklen Einlagerungen. Gerade hierin scheint mir ein zwingender Grund zu liegen, die Gruppe 1 und 2 in eine Etage der Braunkohlenformation zusammenzuziehen. Diese kohligen Einlagerungen bilden die Regel für die obersten Heilsberger Tertiärschichten und reichen oft bis zu dem höchsten Kohlensand, der bisweilen auch noch bituminöse Stoffe enthält.

Das dritte Kriterium der Zaddach'schen Etagen sind der petrographische Charakter der Schichten. Die Unterscheidung des Kohlensandes ist bei Heilsberg und Süssenberg in einzelnen Fällen ganz gerechtfertigt, aber in anderen, wenn man nicht den Vorwurf eines künstlichen Systems haben will, wirklich nicht durchzuführen. Es finden sich in ihm stellenweise sehr viele

milchige, ja sogar ganz vereinzelte bläuliche Quarze, namentlich überall da, wo in den obersten Lagen der Braunkohlenformation eine nach oben allmähliche Zunahme gröberer Körner im Verlauf der vorstehenden Arbeit erwähnt wurde. Dadurch wird der Kohlensand den groben Einlagerungen der zweiten Gruppe vollständig ähnlich und kann von diesen nur durch die Lagerung getrennt werden. Aehnlich verhält es sich mit dem Merkmal: »stark und schwach abgerollt«, das uns zwar für die Quarzkiese ein ziemlich sicheres Kriterium liefert, aber bei höheren Schichten, in denen auch gröbere Einlagerungen vorkommen, oft im Stiche lässt.

Eine grosse Rolle in der Charakteristik der Etage des gestreiften Sandes spielt der Glaukonit. Es ist allerdings richtig und auch durch die Heilsberger Beobachtungen bestätigt, dass dieses Mineral den höchsten Braunkohlenschichten fast immer zu fehlen scheint. Dagegen lässt sich aber auch wiederum ausführen, dass auch an den von mir beschriebenen Aufschlüssen von gestreiftem Sande der Glaukonit keineswegs durchweg den Sanden beigemengt ist, sondern auch hier sich mehr auf einzelne Striche, in denen er verhältnissmässig selten, und auf ganz dünne Bänkchen beschränkt, in denen er häufig auftritt. An und für sich wird nun noch die Untersuchung der obersten Schichten auf Glaukonit durch die Feinheit des Kornes sehr erschwert, so dass es mir leicht denkbar erscheint, selbst sehr peinliche mikroskopische Untersuchungen werden kein ganz sicheres Resultat darüber geben, ob dieser Mangel wirklich als Unterscheidungsgrund aufgefasst werden kann. Ausserdem ist aber noch in dem Liewenberger Tertiär direkt beobachtet, dass der sehr feine Quarzsand, der dort entschieden zu den obersten Schichten gehört, glaukonithaltig ist. Stände dieser Fall ganz allein, so würde er allerdings nicht so wichtig sein, um darauf hin die beiden Etagen von Zaddach in dem Heilsberger Tertiär zusammen zu ziehen, allein im Verein mit den oben bereits ausgeführten Gründen ist es mir zweifellos, dass die Zaddach'sche Dreitheilung der Braunkohlenformation nur lokalen Werth für das Samland hat, in davon entfernten Distrikten nicht nur nicht sicher nachzuweisen, sondern auch höchst unwahrscheinlich ist. Die Braunkohlenformation um Heilsberg gliedert

sich nur in eine obere und eine untere Abtheilung, woran sich noch eine dritte nicht zur Braunkohle gehörige anschliesst.

Die obere Abtheilung der Heilsberger Braunkohle, d. i. die obere des Heilsberger Tertiär, beginnt mit Kohlensanden; dann folgen feine, glimmerreiche Quarz- und Glasursande, welche stellenweise durch Letten ersetzt sind, und durch Zunahme von gröberen Einlagerungen in mittelkörnige Quarzsande übergehen. Der Complex dieser Schichten zeichnet sich dadurch aus, dass während des ganzen Verlaufes ihrer Ablagerung eine Zufuhr kohliger Bestandtheile stattfand, welche sowohl zu der dunklen Streifung, als auch direkt zum Absatz von Braunkohlen Veranlassung gab. Diese Zufuhr war anfangs sehr stark, so dass sich Kohlenflötze bis zu 3 Meter Mächtigkeit bilden konnten, dann wurde sie schwächer, nahm späterhin etwas mehr zu, und setzte 1 Meter starke Kohlenlagen ab, um dann wieder schwächer zu werden und schliesslich ganz aufzuhören.

Mit dem Maximum der Kohlenablagerung hängt auch der Absatz von feinem Material zusammen, so dass wir nahe der Basis dieser Etage als Zwischenlagen, oder doch in unmittelbarer Nähe der Kohle, sehr feine, glimmerhaltige Quarzsande antreffen. Wir könnten diese wohl als sandige Vertreter des Zaddach'schen mittleren und auch des unteren Letten auffassen, welchen letzteren wir allerdings dann mit zur mittleren Etage rechnen müssten, der er ja auch im Samlande eigentlich petrographisch und genetisch zugehört. Dieses widerspricht keineswegs der Ansicht Zaddach's, welcher den unteren Letten, obwohl er ihn in den Darstellungen der Strandprofile stets seiner unteren Braunkohlenetage zutheilt, doch auch andererseits zur mittleren Abtheilung zugehörig hält.

Er äussert sich darüber im Text S. 175 wörtlich:

»Die untere Lettenschicht gehört, obschon sie in dem Quarzsande der unteren Abtheilung liegt, dennoch ihrer Entstehung, wie ihren Bestandtheilen nach der mittleren Abtheilung an, denn sie ist mit gestreiftem Sande gemengt und wird in Hubnicken durch eine dem Quarzsande eingelagerte Schicht gestreiften Sandes

ersetzt. Die mittlere Abtheilung ist also ganz besonders reich an thonigen Niederschlägen.«

Glaukonit wurde namentlich in den unteren Theilen dieser Etage abgesetzt, aber auch nicht durchweg, sondern mehr lokal und schichtweise; ebenso scheint sich auch die Zufuhr von Bernstein zu verhalten.

Die untere Abtheilung der Heilsberger Braunkohle, d. i. die mittlere des Heilsberger Tertiär, wird aus groben Quarzsanden gebildet. Sehr auffallend ist es, dass in den tieferen Lagen dieser Etage ein starker Gehalt an Glaukonit beobachtet werden konnte, was ganz abweichend von den Verhältnissen des Samlandes ist. Zaddach gesteht zwar in der Bestimmung der charakteristischen Merkmale des groben Quarzsandes diesem S. 13 »hie und da ein Glimmerblättchen oder ein Glaukonitkörnchen« zu, bei Heilsberg aber waren stellenweise durch dieses Mineral, sowohl die entsprechenden erbohrten Sande, als auch das über der Probe stehende Wasser des Ventilbohrers grün gefärbt. Es ist dieses ein Glaukonitgehalt, wie er im Samlande nur in der Glaukonitformation vorkommt.

Die gestreiften Sande, welche im Espenwinkel, Kormusch und der Bernsteingrube von 1865 bei Gross-Hubnicken beobachtet und zur unteren Etage gestellt wurden, müssen gleich den untern Letten zur mittleren Abtheilung gezogen werden, da die Entstehung beider nach den Untersuchungen von Zaddach enge zusammenhängt. Zaddach äussert sich darüber S. 142, »dass eine Strömung im Tertiärmeere zwar die thonigen Bestandtheile herbeiführte, aber, soweit sie selbst reichte, dieselben nicht wieder sinken liess, sondern nur den zugleich herbeigeschwemmten (gestreiften) Sand absetzte.«

Die untere Abtheilung des Heilsberger Tertiär. Zeigten schon die groben Quarzsande durch ihren Glaukonitgehalt einen der samländischen Braunkohlenformation fremden Charakter, so wird eine Parallelisirung der Heilsberger glaukonitischen Thone noch schwieriger, da wir von vornherein an einen unteren Letten in Rücksicht auf Mächtigkeit, petrographische Beschaffenheit und Lagerung gar nicht denken dürfen. Nach den bisher bekannten

Tertiärprofilen sind zwei Fälle möglich, in denen wir Analogieen mit diesen Thonen finden.

1. Man könnte die Heilsberger glaukonitischen Thone als Vertreter der samländischen Glaukonitformation im Liegenden des grünen Sandes auffassen. Hierfür würden wir eine Uebereinstimmung in den thonig ausgebildeten Bernsteinschichten finden, wie sie in dem Bergwerk Palmnicken aus mehr südlichen und südöstlichen Stollen zu Tage gefördert werden.

2. Es wäre der Fall denkbar, dass ein Uebergreifen der Braunkohlen- über die Glaukonitformation bei Heilsberg stattfindet. Petrographisch stimmen die Heilsberger Thone und Letten ganz auffallend überein mit den Schichten, welche die Basis der Glaukonitformation bilden und in verschiedenen Bohrlöchern [1]) beobachtet sind.

In dem Brunnen der Kürassierkaserne am Tragheimer Thor von Königsberg lagern

von 45,1—52,7 Meter glaukonitische Sande,
» 52,7—57,77 » werden dieselben thonreicher,
» 57,7—67,45 » grauer Letten.

Am Generalkommando in Königsberg:
Glaukonitischer Sand von 51,0—57,0 Meter,
Grauer Letten, etwas sandig, mit Spuren von Glaukonit, (namentlich zwischen 62,65—65,00 Meter fein, hell und dunkel geschichtet) 57,0—69,0.

Fussartilleriekaserne:
Hellgrauer, fester Letten von 47—59,0 Meter.

Bei Markehnen bei Thierenberg beginnt die Glaukonitformation bei 47 Meter, die grauen Letten bei 92,0 Meter und reichen bis 110,6 Meter.

Bei Geidau stehen sie zwischen 87,5—194,4 Meter an.

---

[1]) G. Berendt und A. Jentzsch: Neuere Tiefbohrungen in Ost- und West-Preussen, östlich der Weichsel. Jahrbuch der Königl. Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie pro 1881.

Für die erstere der beiden Möglichkeiten spricht das kleine Stückchen Bernstein, welches in den Thonen gefunden, und das Auftreten von bituminösen Letten, welches an der Basis derselben beobachtet worden ist. Bituminöse Beimengungen sind in dem oberen Theile der Glaukonitformation gar nicht so selten, wie man gewöhnlich annimmt; bei Palmnicken werden beispielsweise fossile Holzarten in ziemlicher Menge gewonnen, die in rundlich-abgerollten Stücken in der eigentlichen blauen Erde vorkommen. Auch bei Markehnen kommt in einer Tiefe von 68,0—69,1 Meter in der feinsandigen wilden Erde etwas bituminöses Holz und in dem Brunnen des Generalkommandos bei 57—58,7 Meter in der Glaukoniterde ein dunkelbrauner Letten mit einem kleinen Kohlenflötz vor.

Bei Annahme des zweiten Falles ist zu bemerken, dass im Liegenden der grauen Letten an der Basis der Glaukonitformation eine Zunahme an kohligen Substanzen bis jetzt noch nicht beobachtet ist. Ferner müsste, falls die Heilsberger Thone dieser Etage angehören würden, bald unter ihnen die Kreide anstehen.

So unwahrscheinlich es im ersten Augenblick auch scheint, dass wir in diesen Heilsberger Thonen das Hangende in geringer Tiefe darunter anstehender Kreide vor uns haben, so schön passt dieses in den allgemeinen Rahmen über die Verbreitung der Kreide in Ost-Preussen.

Ein stetes Ansteigen der Kreide, vom Seestrande aus in das Land hinein, ist durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen worden. So traf man diese Formation

bei Markehnen im Samlande in . . .		79,9 Metern
» Geidau im Samlande in		81,38 »
in Königsberg:	Kürassierkaserne in . .	44,21 »
	Generalkommando in .	49,00 »
	Infanteriekaserne in . .	62,87 »
	Trainkaserne in . . .	53,20 »
	Fussartilleriekaserne in	56,20 »

Tiefe unter dem Spiegel der Ostsee. Bei Tilsit wurde die Kreide in nur 15 Meter unter See erreicht, während sie bei Grodno

bereits circa 120 Meter über derselben emporragt. Wie nach Südosten, ist auch in südwestlicher Richtung ein Ansteigen der Kreide beobachtet worden. Jentzsch [1]) hat dieselbe bei Krapen unfern Christburg in West-Preussen zu Tage tretend, circa 87 Meter über dem Meere nachgewiesen. Mit diesen Erfahrungen würde die Heilsberger Kreide sehr schön übereinstimmen, da auch die Tertiäraufschlüsse daselbst wenig südlich der Sattellinie des Krapener Vorkommens liegen.

Durch die Bestätigung dieser Annahme dürfte auch ein Licht auf mehrere andere fragliche Aufschlüsse geworfen werden. Hierher gehört zunächst ein Aufschluss nahe Jäknitz bei Zinten, woselbst in einem Thälchen, welches vom Jäknitz-Fliess gebildet ist, dicht am Gutshofe bei einer Grabung Kalke gefunden wurden, welche sehr reich an Kreidebrachiopoden und senonen Kieselsandsteinen waren.

Auch an dem Mühlenberge von Alkehnen (Lekange), einem Vorwerk von Wackern bei Pr.-Eylau, beobachtete Schumann 1857 [2]) flüchtig regelmässige, horizontale Schichten reiner, fast nur aus schön erhaltenen Foraminiferen bestehender Schreibkreide, welche mit kieselhaltigen Thonschichten wechselten, in denen etwa würfelförmige Stücke von Kieselsandstein eingebettet waren. Als Schumann jedoch im Sommer 1862 die Gruben behufs genauerer Untersuchung wiederum besuchte, waren dieselben bereits verschüttet.

Bei der Aufnahme von Section Heiligenbeil der hunderttausendtheiligen geologischen Karte von Ost- und West-Preussen hatte auch ich Gelegenheit mehrere Aufschlüsse ähnlicher Art zu finden. Einer derselben lag etwa 500 Schritte links vom Wege Wackern-Alkehnen, etwas nordwestlich von der von Schumann beobachteten Grube; ein zweiter lag rechts der Landstrasse genau östlich vom Gute Supplitten. Beide waren etwas verrutscht, zeigten aber doch in einer Mächtigkeit von 2 — 3 Metern deutlich

---

[1]) Der Untergrund des Norddeutschen Flachlandes. Schriften der physik.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg 1881.

[2]) Die Provinz Preussen. Festgabe für die XXIV. Versammlung deutscher Land- und Forstwirthe zu Königsberg in Preussen, 1863, S. 97.

weissen, meist geschichteten Kalk, mit sehr zahlreichen Stücken von senonem Kieselsandstein (s. g. todtem Kalk).

Bei dem damaligen Stand der geologischen Kenntniss in Ost-Preussen schien es gewagt, in diesen Aufschlüssen die Kreide als anstehend aufzufassen, vielmehr konnte man sich nur der Ansicht zuneigen, dass es Schollen von Kreidegestein im Diluvium seien. Auf der geologischen Karte wurden die Kreidevorkommen bei Jäknitz, Alkehnen und Supplitten ebenso bezeichnet, wie die wirklichen Anhäufungen von sehr viel todtem Kalk, gemischt mit anderem Kreidegestein, beispielsweise bei Wokellen. Jetzt gewinnt es an Wahrscheinlichkeit, dass wir es in dieser Kreide mit einem anstehenden Gestein zu thun haben, welches entweder direkt zu Tage tritt oder durch das Diluvium lokal gehoben oder durch Emporpressung der Oberfläche näher gebracht ist.

Lässt sich nun auch für Heilsberg ohne direkte Erbohrung der Kreide oder wenigstens noch tieferer Tertiärschichten nicht mit vollständiger Sicherheit sagen, dass wir in den glaukonitischen Letten die ältesten Ablagerungen des ostpreussischen Tertiär und direkt das Hangende der Kreide vor uns haben, so ist diese von beiden oben angeführten Möglichkeiten jedenfalls die wahrscheinlichere. Durch diese Annahme würde auch der Glaukonitreichthum in den unteren Partieen des groben Quarzsandes eine Erklärung finden und auf eine Verschmelzung der oberen mehr sandigen Glaukonitformation und der Zaddach'schen unteren Etage der Braunkohlenformation hinweisen.

Nachdem nun die Gliederung und Stellung des Heilsberger Tertiär erörtert ist, möchte ich noch mit einigen Worten auf die Lagerungsverhältnisse, und so weit es möglich, auf die Ursachen der Störungen näher eingehen. Natürlicher Weise wird der Effekt, wie wir ihn jetzt in Dislokationen, im Fehlen von Gliedern u. s. w. an den Aufschlüssen wahrnehmen, auf eine ganze Reihe von Ursachen zurückzuführen sein, die nach den bisherigen Beobachtungen gewiss nicht annähernd beschrieben, viel weniger auseinandergehalten werden können.

Gehen wir vom rothen, zum Theil thonigen, unterdiluvialen Mergel aus, welcher mit Ausnahme der unter ihm liegenden Sande die älteste, bei Heilsberg beobachtete Diluvialschicht ist, so finden wir, dass schon vor ihm Umlagerungen des Tertiär stattgefunden haben.

Die Ablagerung dieses Mergels erfolgte zu einer Zeit, in welcher bei freiem Wasser sich bereits eine marine Conchylienfauna an verschiedenen Stellen der dortigen Gegend entwickelt hatte, in welcher ferner das Tertiär nur den Einwirkungen des Wassers ausgesetzt gewesen, und zum Theil noch erhalten, zum Theil aber bereits zu tertiärreichen Diluvialsanden umgelagert war. Man sieht dieses daraus, dass überall da, wo später das Tertiär hoch in die Höhe gehoben, auch der Mergel mit dislocirt wurde und dass er nur mit den jüngeren Quarzsanden, nicht aber mit den älteren glaukonitischen Letten in Verbindung auftritt.

Die Wirkung des Mergels selbst scheint nicht gross im Vergleich zu den späteren Lageveränderungen gewesen zu sein und sich mehr auf das oberflächliche Aufrichten von Tertiär-Schichten und auf kleinere Störungen derselben durch Hineinpressen beschränkt zu haben.

Von grossem Einfluss auf die Lagerungsverhältnisse des Tertiär war der Druck der Diluvial- und wohl auch der Gletschermassen. So sind namentlich 37 und 304 in dieser Hinsicht von Interesse.

Die Abbildung 1 auf Tafel XXI giebt eine Ansicht des Aufschlusses 37 etwa von 31 aus gesehen. Zu oberst lagert, mit *b* bezeichnet, oberdiluvialer Mergel als dünne Decke über dem unteren Grand *c*; der Mergel erscheint auf der photographischen Aufnahme etwas zu stark; es liegt dieses daran, dass der Berg dicht hinter dem Aufschluss sich noch höher erhebt, der Grand bedeutend mächtiger wird, und mantelartig von Mergel überlagert ist. Dann folgt *d* tertiärer, glimmerreicher, feiner Quarzsand. Der Vordergrund wird von mittelkörnigem, schwarzgestreiftem Quarzsande gebildet, in welchem ein Torfbruch (*a*) von auffallend rundlicher Gestalt liegt. Wie schon oben gesagt, steigt das Tertiär nach der Simser zu an.

Ein Bild dieses ganzen Schichtencomplexes giebt Taf. XX, Fig. 8, welche eine Verbindung zwischen 37 und 304 darstellt.

Herr Regierungsfeldmesser Kleist-Heilsberg hatte die Freundlichkeit, mir zu diesem Zwecke ein genaues Nivellement herzustellen.

Die Zeichnung giebt uns gleichzeitig die Gewissheit, dass die beiden ausgeführten Bohrungen (B = 37, B 1 = 304) nicht im Streichen der Schichten geführt sein können.

Die Höhen beziehen sich auf den annähernd mittleren Wasserspiegel der Simser als Nullpunkt, die Längen sind nach Tachymetermaass an der Basis eingetragen.

Bemerkenswerth ist das Mächtigerwerden der glaukonitischen Letten, welche bei 37 nur 7 Meter, bei 304 aber mindestens 18 Meter stark sind, während die groben Quarzsande an beiden Profilen in ihren Maassen genau übereinstimmen. Schon bei der Bohrung von B wurde es als auffallend bemerkt, dass sowohl die Thone, als auch im grösserem Maasse die Glasursande, welche in fast 2 Decimeter langen Stöcken in den Bohrcylinder gepresst und mit diesem gehoben waren, senkrecht durchschnitten zur Streichrichtung, zwar eine feine Schichtung zeigten, aber die Schichten waren äusserst gefaltet und gewunden; dasselbe wurde auch bei 304 beobachtet, war aber hier allerdings nur bei den Glasursanden nachzuweisen.

Sowohl diese Erscheinung, als auch das Mächtigerwerden des Thones bei 41 werden durch den Druck der Diluvialmassen leicht erklärt.

In ähnlicher Weise, wie dieses von Laufer[1]) für den Diluvialthon beschrieben wurde, sind auch die Heilsberger glaukonitischen Thone in die Höhe gedrückt, und wenn ich mich so ausdrücken darf, auf weite Strecken ausgepresst. Eine Ansicht des Ufers bei 304 giebt uns Abbildung 2 auf Taf. XXI. Sickerwässer führten die oberflächliche Erweichung des Thones herbei und dieser quoll allmählich sattelartig am Ufer empor. Dadurch entstand ein oberflächliches Fortschieben und bei der Gleichmässig-

[1]) Jahrbuch der Kgl. Preussischen geologischen Landesanstalt 1881, S. 518.

keit des Druckes eine Bewegung der gesammten Thonmasse bis auf weite Strecken. Die Krümmungen und Faltungen der Schichten bei 37, das doch immerhin 468,7 Meter von 304 liegt, ist darauf wohl auch zurückzuführen.

Durch die allmähliche Erhöhung der Sättel bildeten sich Dämme, welche zur Ansammlung von Grundwasser dadurch Veranlassung gaben, dass sie den Abfluss desselben ins Thal verhinderten. Bei 37 unterscheiden sich zwei solche Bassins. Das Grundwasser des oberen wird durch die bituminösen Letten und Sande der Kohle (4 u. 6) zurückgehalten, was die Ansiedelung von Sphagnum-Arten und dadurch die Bildung eines Torfbruches (Taf. XXI, Abbild. 1) auf der Höhe ermöglichte. Die Basis des anderen bilden die glaukonitischen Letten.

An dem linken Simserufer, etwa 150 weit von 304, steigen die glaukonitischen Letten noch 7 Meter höher über die Simser, so dass etwa die Sattellinie derselben sich nach 299 und 253 hinziehen würde. Ob nun an diesem Ufer ein ähnlich regelmässiges Einfallen der darüber liegenden Schichten nach dem Lande zu stattfindet, wie am rechten, scheint sehr wahrscheinlich, da wir von 253 — 251 — 61 an nach einander die ältesten, mittleren, jüngsten der beobachteten Tertiärbildungen antreffen.

Ob nun diese eben besprochenen Emporpressungen von der Mächtigkeit des gegenwärtig darüber liegenden Diluviums abhängig sind, wäre eine Frage, welche allerdings bei Betrachtung der Terrainoberfläche in der Nähe des Simserthal bejaht werden müsste, da ja das Terrain am rechten Ufer in der Nähe von 57 nur 13 Meter, am linken aber in dem sogenannten Schneckenberg um etwa 44 Meter ansteigt, auch wäre damit die noch höhere Lage der glaukonitischen Letten bei 299, welche in der Nähe des Schneckenberges liegen, scheinbar leicht erklärt. Jedoch zeigen die Aufschlüssse am Simserufer, dass noch andere Kräfte dabei mitgewirkt haben, und dass diese Emporhebungen der tertiären Letten mit durch das Vorschieben des grauen unterdiluvialen Mergels bewirkt wurden. Sicher lassen sich allerdings beide Ursachen nicht auseinander halten. Abbildung 3 auf Taf. XXI giebt uns eine Ansicht des Simserthales von dem Aufschluss 195

aus gesehen. Den Vordergrund bilden Alluvionen der Simser, dahinter steigt der untere Mergel empor; die Höhen werden von glaukonitischen Letten (*e*) gebildet, auf welchen noch einzelne Kuppen von Diluvialsand (*c*) lagern, dessen untere Partieen sehr reich an groben Quarzen sind. Auch stellenweise unter dem Mergel findet sich noch Tertiär, wie dieses oben beschrieben wurde.

Der Mergel scheint hier von Osten hergekommen zu sein und einen festeren Widerstand erst an den glaukonitischen Letten gefunden zu haben, in welche er sich hineinpresste. Jedenfalls hat sich seine Wirkung auch auf das an seinem Rande anstehende Tertiär geäussert, so namentlich auf 265, 264, 263 u. s. w.; er ist es auch, welcher in einer Tiefe von 26—27 Meter, d. h. 18 Meter unter dem Wasserspiegel der Simser (Taf. XX, Fig. 8) die Letten von 304 allem Anschein nach nur seitlich und schwach gestreift hat.

Die über dem grauen Mergel auftretenden Diluvialsande überlagern, wo sie direkt mit Tertiär zusammen auftreten, dasselbe diskordant, und sind dann sehr reich an tertiärem Material. So finden sich in den Grandaufschlüssen des Anberges 304 zahlreiche Gerölle von glaukonitischen Letten und Kalksandstein, dessen Material sowohl der unteren als auch oberen Braunkohlenetage angehört; auch Sande dieser Diluvialabtheilung, durch besonderen Reichthum an milchigen Quarzen ausgezeichnet, sind nicht selten.

Die Veränderungen des Tertiärs während der Ablagerung des oberdiluvialen Mergels und des Alluviums entziehen sich auf den besprochenen Sectionen der Beobachtung.

Eine genaue Uebersicht der Heilsberger Tertiärschichten liefert die dieser Arbeit beigegebene Karte (Taf. XXII) im Maassstabe 1:12500.

Aus dem Zechsteingebiet Ostthüringens.

Von Herrn **K. Th. Liebe** in Gera.

Der Zechstein Mitteldeutschlands im Allgemeinen und derjenige in Ostthüringen im Besonderen ist aus seichtem Küstenwasser niedergeschlagen, und wenn wir innerhalb eines und desselben Horizontes hier zwischen Flachwasserbildung und Tiefwasserbildung unterscheiden müssen, so ist unter letzterer noch keineswegs eine eigentliche Tiefseebildung zu verstehen (vergl. meine Bemerkung in »Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens« S. 58 und die Abhandlung zu der Kartensektion Neustadt). Unter solchen Umständen darf es nicht Wunder nehmen, dass hier einzelne Abtheilungen dieses Gebirges lokal von dem sie im Allgemeinen kennzeichnenden Habitus abweichen und in besonderer Weise entwickelt sind. So konnte ich auch in jüngster Zeit bei Gelegenheit der Kartirung von Sektion Ziegenrück (an der oberen Saale) eine abweichende petrographische Ausbildung des Unteren Zechsteins constatiren, welche von allgemeinerem Interesse sein dürfte, da sie an gewisse analoge Verhältnisse im Gebiet von Mansfeld und Hessen erinnert.

Der Untere Zechstein, der »Zechstein« im engeren Sinne des Wortes, besteht im Bereich Ostthüringens in wenig mächtigen Bänken dunklen dolomitischen Kalkes, welche durch nach unten nur liniendicke und nach oben zu immer mächtiger werdende Lagen eines grauen Mergels geschieden werden. Mag nun der Kalk dieser Abtheilung je nach seiner Ablagerung aus tieferem oder flacherem Wasser weniger oder mehr Magnesia enthalten,

bis zur Constituirung ächten Dolomites, — immer bleibt das Auftreten des Mergels zwischen den Kalken dasselbe. Diese weit verbreitete Gleichartigkeit war Ursache, dass ich mich der nur auf lokale Geltung Anspruch machenden Bezeichnung »Mergelzechstein« für die obere Abtheilung des Unteren Zechsteins bediente. Diese Mergellagen waren übrigens offenbar von Haus aus vorhanden und zwar von unten nach oben in sich steigernder Mächtigkeit. Im Laufe der Zeit aber wurden durch Auslaugung der kohlensauren Kalkerde nicht nur die Mergelblätter zwischen den Kalkschichten immer kalkärmer, sondern sie nahmen trotz der dadurch bedingten Volumenverminderung noch zu, indem die durchziehenden Gesteinswässer auf die Flächen der Kalkbänke im Hangenden und Liegenden lösend wirkten und die in der Kalkmasse vertheilten thonigen und feinsandigen Partikeln nebst noch interponirten Dolomitkrystallen als Mergel hinterliessen. Durch diese secundären Prozesse ward das mergelige Zwischengestein immer kalkärmer und dadurch lettenartiger, nach oben zu vortretender. Bei alledem aber ist es nirgends als ein eigentlicher Letten anzusprechen, sondern bleibt immer ein, wenn auch oft kalkarmer, dunkelgrauer Mergel von dem bestimmt ausgesprochenen Habitus der Kalkmergel.

Südöstlich in der Nähe von Pösnek verhält sich dies nun anders: hier liegt über den secundär mehr oder minder dolomitisch gewordenen Kalkbänken der unteren Abtheilung des Unteren Zechsteins ein echter Letten von vorherrschend rother, theilweis aber auch grünlich oder bläulich grauer Farbe. Derselbe ist sehr fein geschichtet, auf den Schichtflächen mit Glimmer bestreut und sieht dem unteren Letten des Oberen Zechsteins ausserordentlich ähnlich. Er schliesst unten hie und da flach linsenförmige Dolomitschmitzen von sehr umgewandeltem Charakter ein, die meist stark verbogen sind, und oben vereinzelte dünne Lagen sehr feinkörnigen, sich in Platten absondernden Dolomits, welch' letztere petrographisch dem Gestein des Plattendolomits im Oberen Zechstein ausserordentlich ähnlich sind. — An verschiedenen Punkten schliessen diese Letten Bröckchen und Rollsteinchen aus dem Culm ein, was sehr leicht erklärlich ist, da fast ringsum Culmklippen

emporstreben, die auch schon damals steil emporragten, als sie das Zechsteinmeer bedeckte. Wo sich diese Rollstücke etwas häufen, erinnert das Gestein an das Rothliegende.

Der Schauplatz, auf dem diese für Ostthüringen abnorme Ausbildung des Oberen zu2 (Unteren Zechsteins) zu finden ist, liegt südlich, südwestlich bis östlich nahe bei Pösnek. Hier zieht sich in allgemein nordöstlicher Richtung das Bryozoenriff hin, folgend den Grauwackenklippen, welche in der Zeit des produktiven Carbons durch gewaltige Abtragungen aus den sich kreuzenden culmischen Sätteln entstanden waren. Es ist dies ein Kanalriff, dereinst auf der Nordwestseite bespült von den Wogen des freien Zechsteinmeeres und im Südosten einen Meilen langen Meeresarm einschliessend, jenseits dessen sich die schroffhüglige Grauwackenküste des Festlandes aus dem durch das Riff vor Wogenschwall und heftiger Drift geschützten Wasser erhob. Untersucht man jetzt die Grauwackenklippen, auf denen die landschaftlich prachtvollen Riffreste mit ihren rauhen Felswänden emporragen, dann gewinnt man aus Vergleichung der Höhenlagen ihrer Gipfel und der sie verbindenden Rücken resp. Pässe mit Rücksicht auf die einst ab- und zuströmende Küstendrift die Ueberzeugung, dass das Bryozoenriff auch in der Zechsteinzeit, wo die zerstörenden Einflüsse der späteren Festlandzeit noch nicht gewirkt hatten, kein überall continuirliches Band dargestellt haben kann, sondern vielfach durch mehr oder minder schmale Einfahrten unterbrochen gewesen sein muss (vergl. auch die Karte zu der oben angeführten »Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens«). Nur hier, an der angegebenen Oertlichkeit bei Pösnek, muss der Zusammenhang der Rifftheile ein von Anfang an weniger unterbrochener gewesen sein. Und hier gerade biegt das Riff aus seiner ursprünglich nordöstlichen Richtung plötzlich ab nach Norden zu, um in einem Bogen vom Hügel östlich bei Ludwigshof über die jetzigen Haselberge, die Altenburg, dann mit nordöstlicher Wendung an Pösneck vorüber bis zum Gamsenberg bei Rehmen und in südöstlicher und südlicher Richtung über Döbritz bis über Gertewitz hinauf zu verlaufen. Dadurch ist eine grosse, einem abgeschlossenen See vergleichbare Erweiterung der sonst schmalen einstigen Riff-

kanallagune angezeigt, welche auf drei Viertheilen ihres Umfanges vom Riff und südlich von der Festland- resp. Inselküste eingeschlossen war. Unter solchen für Ostthüringen ungewöhnlichen Verhältnissen konnten sich Gesteine von ungewöhnlichem Habitus absetzen. Auf dem Grunde dieses abgeschlossenen Gewässers schlug sich nun statt des dolomitischen mergeligen Kalkes lettiger Schlamm nieder — jedenfalls von der anhaltend höchst lockeren Consistenz, wie sich jetzt auch derlei Sedimente bilden. Ich erinnere u. A. an die Schilderung der Niederschläge auf dem Grund der Kieler Bucht von Möbius, sowie an die Ergebnisse der Tiefseeforschungen neueren Datums, auch an die neuerdings gegebene Notiz von J. Walther in Z. d. d. Geol. Ges. 1885, 352. Später von der nahen Küste hereingeführte Gerölle sanken langsam in diesen Schlamm mehr oder weniger tief ein und gaben ihm örtlich ein Gepräge, welches einigermaassen an das Rothliegende erinnert. Ob das hier eingeschlossene Gewässer für den Absatz von Kalk an sich nicht geeignet war, oder ob nicht vielleicht der zum Niederschlag sich anschickende Kalk immer wieder durch die aus den Zuflüssen und aus dem mit organischen Theilchen geschwängerten Bodensatz stammende Kohlensäure und andere Agentien gelöst wurde, das ist mit Bestimmtheit wohl kaum zu entscheiden, wenn auch die letztere Annahme die richtigere scheint. — Die Röthung der Letten ist wohl primär. Sehr feine thonige, rothgefärbte Theilchen, welche lange suspendirt bleiben, führt heute noch aus dem benachbarten Culmgrauwackengebiet, welches in der Zechsteinzeit weit ins Land hinein die Küste zusammensetzte, ein jeder Regenguss in die Teiche und Tümpel hinab, deren Wasser Wochen und Monate lang darnach noch roth getrübt erscheint. Die grüngrauen Partien des Lettens verdanken ihre Färbung, ebenso wie in den entsprechenden Gesteinspartien der Unteren Letten im Oberen Zechstein, der Reduction durch ehemals vorhandene organische Substanz. Wenigstens zieht Salzsäure aus verschiedenen Proben des grauen Lettens annähernd gleich viel Eisen wie aus solchen von rothem aus.

Besonderer Erwähnung verdient noch die Eigenthümlichkeit, dass diese Letten an verschiedenen Stellen den Eindruck einer

zu Bruch gegangenen Masse machen. Die Schichten sind in kleine Stücke zerbrochen, und letztere liegen so wirr durch einander, dass die ursprüngliche Lagerung gar nicht mehr zu erkennen ist. Eine Erklärung dieser Erscheinung ist nicht so leicht. Wenn eine Auslaugung von kohlensaurem Kalk aus den Kalkschichten der unteren Abtheilung des eigentlichen Zechsteins die Letten im Hangenden hätten nachsinken lassen, dann wäre nothwendig das Nachsinken ein so allgemeines und stetiges gewesen, dass eine so vollständige Zertrümmerung wie die vorliegende nicht denkbar ist. Ebensowenig ist eine Auslaugung und Wegführung der Schmitzen und Linsen von Dolomit oder dolomitischem Kalk zu denken, denn letztere müssten nothwendig Dolomitgruss und Mergel als Zeugen ihrer ehemaligen Existenz hinterlassen haben. Anderwärts lagern in diesem geologischen Horizont die Unteren Gyps- und Anhydritflötze des Zechsteins, und liegt eigentlich deshalb der Gedanke am nächsten, dass innerhalb unseres Lettens vorhanden gewesene Anhydrit- und Gypslager weggeführt worden und dadurch die Letten zum Bruch gekommen seien. Dass auf solche Weise in höherem Horizont die unteren Letten des Oberen Zechsteines die tief eingreifende Lagerungsstörung erfahren haben, welche das Gebirge durch ganz Ostthüringen hindurch an unzähligen Punkten kennzeichnet, — dass sogar die Plattendolomitlagen im Hangenden an diesen Störungen regelmässig mit theilgenommen, daran ist kein Zweifel. Allein in diesem oberen Horizont sind auch noch eine ganze Anzahl von mächtigen Resten des Gypses in Gestalt von Schmitzen und Nestern, von Lagern und Rücken wohl erhalten. Im Letten des Unteren Zechsteines ist auf jenem, räumlich allerdings sehr beschränkten Vorkommen keine Spur von Gyps zu gewahren. Auch lässt sich dessen ehemalige Anwesenheit schon deshalb schwer präsumiren, weil durch ganz Ostthüringen Gypse in diesem Horizont nicht anstehen und nicht angestanden haben können — auch nicht unterhalb der Salzthonregion von Heinrichshall bei Gera. Endlich haben für eine derartige Erklärung auch die verbrochenen Stellen im Letten des Unteren Zechsteins zu geringe horizontale Verbreitung. — Es bleibt nur übrig, innerhalb der Letten selbst und zwar wegen der

geringen räumlichen Erstreckung vielleicht in der unmittelbaren Nachbarschaft von Klüften eine Raumverminderung anzunehmen, welche ein Nachsinken der oberen Partien zur Folge hatte. In der That sprechen für eine solche Erklärung mehrere gewichtige Umstände. Da in dem Letten des Unteren Zechsteins sich nur nach oben hin etwas bedeutendere Dolomitlagen zeigen, und schmitzenartige Einschaltungen von Dolomit nach unten hin mindestens sehr selten waren, so bleibt als wegführbares Material nur das Eisen und nächstdem noch die Kieselsäure übrig. Nun haben sich auf der westlich benachbarten Sektion Saalfeld entlang der zahlreichen Gänge im Bergrevier von Camsdorf durch Infiltration von Eisenlösung und Umtausch gegen kohlensauren Kalk aus den Dolomit- und Kalkflötzen des Unteren Zechsteines mächtige, aber horizontal auf die Nachbarschaft der betreffenden Klüfte beschränkte Lager von Spatheisenstein, Eisenkalkstein und Eisendolomit gebildet, und rührt dieser Eisengehalt sicher aus den hangenden Schichten, vor Allem aber aus dem oft so mächtigen Letten des Oberen Zechsteines her, dessen Gesteinswasser entlang der Klüfte abwärts und zwischen die Bänke des Zechsteins hineinzogen So hat auch in der Umgebung von Gera das Gesteinswasser aus dem oberen Letten des Oberen Zechsteins die darunterliegenden Plattendolomitbänke in Brauneisensteinlager umgewandelt, deren einzelne Klötze noch die Kerne von unversehrtem Dolomit einschliessen. All das beweist, dass die Auslaugung des Eisengehaltes im Letten nicht blos einst wirklich unter ähnlichen Umständen stattgefunden, sondern dass sie auch stark genug war, um eine Raumverminderung und damit ein Nachsinken zu verursachen, zumal wenn gleichzeitig auch die feinen Glimmerblättchen und Quarztheilchen des Lettens mit in Angriff genommen wurden.

Ueber die Zeit, in welcher der Letten des Unteren Zechsteines zu Bruch gegangen, lässt sich nicht leicht ein sicheres Urtheil abgeben. — Unmittelbar im Hangenden dieser Letten schliesst sich der mittlere Zechstein mittels einer Bank bald gröber zuckrigen, bald feinkörnigeren, sehr oft schaumig-porösen Dolomites an, welche eine Menge grösserer und kleinerer Bruchstückchen rothen sowohl wie grüngrauen Lettens aus dem Liegenden

enthält. Fast möchte es demgemäss scheinen, als ob hier gleich unmittelbar nach Ablagerung des Unteren Zechsteines dessen Lettenschichten zerbrochen seien. Dabei darf man aber nicht ausser Acht lassen, dass in anderen Schichtenreihen von concordanter Auflagerung und directem zeitlichen Anschluss oft genug Bruchstücke aus dem noch nicht vollkommen verfestigten Liegenden in das sich niederschlagende Hangende hineingerathen, z. B. Septarienthonstücke in die hangenden Sande, mitteldevonische Tuffe in die hangenden Breccien oder Conglomerate, carbonischer Schieferthon in das hangende Conglomerat etc. — Das sonst als ganz analoge Erscheinung aufzufassende Zubruchgehen des Lettens im Oberen Zechsteine resp. des Plattendolomites, welches sicher von der Auslaugung der ostthüringischen Gypsflötze abhängt, kann nicht wohl eingetreten sein vor Abschluss der Trias- oder sogar der Jurazeit, denn jene Auslaugung setzt eine unterirdische Wassercirculation voraus, wie sie nur innerhalb des Festlandes, und zwar erst bei einer gewissen Erhebung desselben über dem Wasserspiegel, möglich wird. Wahrscheinlich aber hat sie noch später begonnen, in der älteren Tertiärzeit, und hat sich fortgesetzt bis auf den heutigen Tag. An eine Auslaugung von Gyps im Letten des Unteren Zechsteines ist, wie wir oben gesehen haben, allerdings nicht wohl zu denken. — Die Extraction des Eisens aus dem Oberen Zechsteinletten aber, welche die Spatheisenführung des Zechsteines auf der Nachbarsection Saalfeld, und auch hier und da noch auf der Section Ziegenrück, veranlasste, hat ebenfalls erst beginnen können, als sich das Gelände höher über das Meeresniveau erhob, also in verhältnissmässig später Zeit — sicher erst nach der Trias- und wahrscheinlich erst nach Ende der Lias- — vielleicht erst nach Ende der Jurazeit überhaupt. Dies dürfte auch die Zeit gewesen sein, in der die Letten des Unteren Zechsteines in Ostthüringen anfingen einzusinken und zu zerstücken.

Zum Schluss will ich nicht unerwähnt lassen, dass hier in der Nähe von Pösnek neben dem Letten des Unteren Zechsteines, wie auch anderwärts auf den benachbarten Sectionen Saalfeld, Orlamünde und Neustadt, im Zechstein die Zellendolomite eine bedeutende Rolle spielen, — Bänke bestehend aus eckigen Dolomit-

bruchstücken und verkittet mit Dolomitmasse. Sie haben schon öfter die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen und Erklärungsversuche hervorgerufen. Sie sind meist — freilich nur in beschränkter wagrechter Entfernung — an bestimmte Horizonte gebunden, und kommen vor an der unteren Grenze des mittleren Zechsteines, an der oberen und unteren Grenze des Plattendolomits, aber auch innerhalb der Rauhwacke des mittleren Zechsteines und anderwärts. Auch sie sind zu Bruch gegangene und wieder verkittete Gesteine; aber ihre Entstehung lässt sich durchaus nicht überall uud auch sonst nicht allein durch die Auslaugung und Wegführung liegender Gesteinsmassen erklären. — Unsere Untersuchungen über diese Erscheinung, sowie auch über die eigenartigen schaumig-porösen Dolomite des Zechsteines, welche den Schaumkalken des Muschelkalkes einigermaassen zur Seite zu stellen sind, werden bald ihren Abschluss erreichen, und werde ich mir gestatten, dann darüber zu berichten.

Das Pliocän im Thalgebiete der zahmen Gera in Thüringen.

Von Herrn **K. v. Fritsch** in Halle a. d. Saale.

(Hierzu Tafel XXIII—XXVI.)

HEINR. CREDNER verzeichnet 1855 auf der »geognostischen Karte von Thüringen«, 2. Aufl., »Braunkohle« bei Rippersroda, »Geröllaufhäufungen ausserhalb heutiger Flussthäler« ebenda und bei Neusis sowie bei Geschwenda. In der Erläuterungsschrift zur Karte: »Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen Verhältnisse des Thüringer Waldes«, nennt CREDNER S. 77 diese Braunkohle des Amtes Liebenstein den Absatz eines vormaligen Thalkessels und kleinerer Einsenkungen im Muschelkalk, bezeichnet die Kohle als grauen, plastischen Thonen eingelagert; über dem Thon liegen 1,2 — 2,3 Meter Walkerde überdeckt von Thüringerwaldgeröllen. — S. 80 heisst es: »Die ältesten Geröllablagerungen Thüringens fanden nahebei gleichzeitig mit der Verbreitung der nordischen Geschiebe statt«.

GIEBEL theilt 1860 in der »Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften« Bd. 16, S. 58 mit, dass HEER die von ZERENNER bei Rippersroda gefundenen Früchte etc. gedeutet habe als:

Corylus ventrosa LUDW. [soll wohl heissen *Cor. inflata* LUDW. Palaeontographica S. 103, Taf. 21, Fig. 7]. *Corylus bulbifera* LUDW. [soll jedenfalls heissen *Cor. bulbiformis* LUDW. ibid. Taf. 21, Fig. 8].

Magnolia cor. Ludw. *Cytisus reniculus* Ludw. »Arten von *Vites*«. [Ob Heer eine Weinrebenart (*Vitis*) oder eine Keuschbaumform (*Vitex*) vor sich gehabt hat, bleibt leider unklar], ferner Arten von *Prunus*, von *Fagus* etc.

Auf Grund jener Fossilien [1]) habe Heer die Rippersröder Braunkohle für Pliocän erklärt. Giebel bestätigte seinerseits diese Altersbestimmung und beschrieb S. 147 f. derselben Zeitschrift einige Thierreste, von denen die wichtigsten tb. 1 desselben Bandes abgebildet sind:

1. Linker Oberkiefer eines Nagers: »*Hystriocomys thuringiacus*« Giebel. (Die Gattung wird vom Verfasser neben *Taeniodus* zu den Psammoryktinen (Schrotmäusen, Trugratten, Schweifbiebern) gestellt. Bezeichnend »vier ungleich grosse Backzähne im Oberkiefer, jeder mit schiefen, gebogenen, ziemlich parallelen, queren Schmelzfalten, welche von den ersten bis zu den letzten sich bedeutend verkürzen; im ersten 4, im zweiten und dritten 3, im vierten 5 solche Falten; die zweite Falte setzt gegen den Innenrand eine kleine Schmelzinsel ab«.

2. Einer Nashorn-Art schrieb Giebel die »innere vordere Ecke eines mittleren oberen Backzahns« zu »mit so markirter Schmelzwulst der Innenseite, dass man viel eher an Palaeotherium denken möchte«; ferner das Tarsusgelenkstück des äusseren Metatarsale eines rechten Fusses und einen Wirbel, welcher letztere der Credner'schen Sammlung angehörte.

Auf die untere Hälfte eines linken Femur gründete Giebel die Species fossiler Reiher »*Ardea lignitum*«. Er erwähnt ferner Knochen eines Singvogels, eine Flügeldecke von Elater, einen kleinen *Planorbis* vom Typus des *Pl. spirorbis*, einen andern *Planorbis*, eine *Helix*, *Paludina* und *Cyclas*.

[Es ist geradezu auffallend, dass seither mit Ausnahme der Haselnüsse und vielleicht des als *Cytisus reniculus* gedeuteten Restes von allen den genannten Formen Nichts wieder bei Rippersroda gefunden worden zu sein scheint. Zerenner's Originalstücke

[1]) Die Voraussetzung dieser Altersbestimmung: dass nämlich die Braunkohlen von Dorheim, Dornassenheim etc. pliocän seien, scheint irrig; diese Kohlen gelten jetzt für miocän.

Zu Seite 391.

Die Verbreitung des Pliocäns

im Thalgebiet der zahmen Gera zwischen Arlesberg und Plaue

in Thüringen.

Die pliocänen Ablagerungen sind durch senkrechte Schraffirung dargestellt worden.

Maassstab 1 : 100 000.

habe ich auch mit bester, von befreundeter Seite geleisteter Hilfe nicht zu erlangen vermocht. Dieselben sind wohl als verloren zu betrachten].

[1860 — 1861 spricht ZERENNER GIEBEL die Berechtigung zu der angeführten Veröffentlichung ab, GIEBEL verantwortet sich. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 12, S. 357 und Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Bd. 17, S. 60.]

1864 lieferte der damalige Berggeschworene Herr GÜRTLER in das Herzogliche Museum nach Gotha eine Anzahl von Knochen und Hirschgeweihstücken, die in einem Thonlager über einem schwachen Kohlenflötz bei der Anlage eines Brunnenschachtes vor dem Schulhause in Rippersroda gefunden waren.

Ich selbst berichtete 1881 in der Zeitschrift der Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 33, S. 476 über die Auffindung von *Mastodon Arvernensis* CROIZ. u. JOB. in der Walkerde, von Hirschresten und Wassernüssen im Thon und der Braunkohle von Rippersroda. —

E. E. SCHMID giebt 1882 über die Zusammensetzung der Rippersröder Pliocängesteine Auskunft und spricht über die weitere Verbreitung analoger Gebilde, die seiner Meinung nach nicht auf bestimmte Thäler beschränkt sind. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 34, S. 672.

Lagerungsverhältnisse.

Das Pliocän im Thalgebiete der zahmen Gera soll in dem Folgenden nach seiner Verbreitung, seinen Lagerungsverhältnissen und seiner Fossilführung beschrieben werden. Zum Verständniss seiner Verbreitung ist nebenstehendes Kärtchen, in dem der schraffirte Theil das Pliocän darstellt, beigegeben worden.

Die »zahme Gera« verlässt bei Arlesberg den Thüringer Wald, um in die triadischen Vorberge einzuschneiden. Zwischen den Isohypsen von 600 Meter ist hier das Thal 675 Meter breit, 130 Meter tief. Das Flüsschen wendet sich jetzt gegen Osten, läuft dann eine Strecke rein nordwärts, dann bei Angelroda gegen Nordost, bis es kurz vor Plaue wieder rein nördliche Richtung bekömmt, bevor die von Liebenstein her einmündende »wilde Gera« wieder eine Biegung veranlasst.

Die rechte Thalwand der zahmen Gera ist bei Gera und Elgersburg ein wenig zerschnitten. Verfolgt man die Höhen an dieser Seite, so trifft man bis in die Nähe des tiefen Bahneinschnittes bei Angelroda und etwas östlich von da keine anderen als triadische Gesteinsaufschlüsse.

Anders auf der linken Thalwand. Schon auf dem Sattel zwischen Arlesberg und Geschwenda überraschen massenhafte Thüringerwaldgerölle das Auge. Oberhalb Gera steigt zwar am Thalrande der Wellenkalk bis 460 Meter; aber die Oberfläche des Steinberges und die Sohle des Thälchens bei Geschwenda — hier niedriger als 450 Meter — ja auch ein Theil des nach Westen ansteigenden Hanges zeigen Geröllmassen in Verknüpfung mit unreinen Thonen. Das Einfallen der Untergrenze der Geschiebebildung von Gera nach Geschwenda hin ist beachtenswerth, da es mit dem Fehlen des Pliocän auf der Ostwand des Thales im Zusammenhange stehen dürfte. An dem kleinen Thälchen, welchem die Landesgrenze zwischen Gotha und Rudolstadt folgt, wird der Geröllstreifen, der hier der Sohle der zahmen Gera mehr als anderwärts nahe kommt, vom Thale dieses Flüsschens durchschnitten, während die Gehänge des Geschwendaer Baches hier anscheinend nur Wellenkalk (und im Grunde bei der Vereinigung mit der zahmen Gera Röth) entblössen.

Die tiefen Eisenbahneinschnitte bei Angelroda greifen in den Wellenkalk ein, welcher hier verschiedene alte Erdfälle durch eingesunkene Schollen erkennen lässt. (Grund der Erdfallentstehung war die Auslaugung der Röthgypse.) In allen Spalten, welche durch die Einbrüche erzeugt sind, sehen wir hier röthliche Thone und Porphyrgrus oder Sand kleingemahlener Porphyrbröckchen. Vermuthlich lag zur Zeit der Erdfallbildung hier Porphyrgeröll und begleitender Thon, von welchen Gebilden bewegliche kleinere Theile in die Spalten eingeschwemmt wurden.

Stücke der Thüringerwaldgesteine und kleinere Geröllanhäufungen kommen nun auf dem Abhange der Kirchfelsenhöhe gegen das Martinröder Thal mehrfach zur Beobachtung, besonders aber ist die Höhe nördlich von Neusis, wo Kiesgruben und Sandgruben wiederholt angelegt wurden, damit bedeckt.

So sehr auch weiter nördlich die Landzunge zwischen der zahmen Gera und dem Martinröder Bache (der trockenen Gera) durch besonders starke Erosion erniedrigt ist, welche Wirkung auch auf die östlich angrenzenden Muschelkalkhöhen sich erstreckt hat, so ist doch nicht zu verkennen, dass der Bergsporn, dem zwischen Neusis und Plaue die Landesgrenze zwischen Weimar und Sondershausen folgt, der Verbreitung der Thüringerwaldgerölle etc. einen Damm entgegengesetzt hat. Die Gerölle und deren Begleitmassen, von denen auf dem sehr welligen Höhenrücken zwischen Angelroda und Liebenstein anscheinend keine grössere Menge je vorgelegen hat, häufen sich wieder bei Rippersroda und zwischen diesem Dorfe und Plaue. Sie sind bei Plaue auf der kleinen Hochfläche westlich der Ehrenburg noch nachweisbar, nördlich von Plaue aber nur im Bereiche des jetzigen Thales der (vereinigten) Gera und an den Hängen desselben, nicht auf der Höhe des Siegelbacher Waldes und der Reinsberge östlich, noch auf der Schweinsberghöhe westlich vom Thal.

Erst bei Arnstadt kommen Geröllager vor, welche anscheinend sowohl Gebirgsarten des Gebietes der zahmen Gera, als solche der wilden Gera und des Ohregrundes enthalten, und über Bittstedt etc. mit den ähnlichen Gebilden bei Ohrdruf zusammenhängen, auch — (was freilich noch genauer, als bisher geschehen zu sein scheint, untersucht werden muss) — über Crawinkel und Frankenhain mit dem Thale der wilden Gera in Beziehung stehen.

Von Geröllen aus dem Gebiete der wilden Gera darf ich nach meinen bisherigen Beobachtungen mit Sicherheit nur sagen:

1. dass die leicht kenntlichen Mühlsteinporphyre etc. der unteren Partie des Thales bei Dörrberg und Lütsche weder bei Geschwenda noch bei Neusis noch bei Angelroda und Rippersroda, noch auf dem Ehrenburg-Plateau bei Plaue mir bemerkbar geworden sind, und dass der im Weissenstein, Kammberg etc. erhaltene Höhenzug seit vorpliocäner Zeit von den Geröllen des unteren Gebirgslaufes der wilden Gera nicht überschritten worden zu sein scheint.

2. Dass solche nördlich von Arnstadt ausserhalb des heutigen Gerathales liegen.

3. Dass ich für möglich und sogar für wahrscheinlich halte, dass bei Gehlberg einst die Gewässer aus dem Thalgebiete der oberen zahmen Gera und den beim Schneekopf und beim Oberhofe beginnenden oberen Quellrinnen der wilden Gera sich vereinigten. Die Thalmündung beim Dörrberge würde demnach erst nur den vereinigten Gewässern des Kehlthales, Lutschethales etc. angehört haben, bis endlich auch die vom Sattelbach, Langebach, Wässerchen, Schneetiegel etc. den Weg nach dem Dörrberge gefunden haben, was wohl erst in nachpliocäner Zeit eingetreten ist.

Aus dem unteren Ilmthal zwischen Manebach und Ilmenau scheinen Gerölle weder bei Geschwenda, noch bei Neusis oder bei Arnstadt vorzukommen. Im Bereiche zwischen Martinroda und Wümbach, sowie nördlich von diesen Partieen des Ilmenauer Unterforstes habe ich solche nie wahrzunehmen Gelegenheit gehabt und glaube, dass Ilm und zahme Gera früher durch noch breitere Landstreifen geschieden waren als jetzt. Ob aus dem Gebiete bei Stützerbach, am Finsterberg etc. in älteren Zeiten das Wasser mit dem der zahmen Gera sich vereinigte, etwa beim Aschbach oder an den »zwei Wiesen«, bleibe dahingestellt.

Aus dem Besprochenen geht hervor, dass eine grosse Menge Thüringerwaldgeröll in einem, trotz der nachfolgenden Erosion orographisch noch erkennbaren, stärker als der heutige Flusslauf gewundenen Thale der »pliocänen zahmen Gera« lagert, dessen Boden an den meisten Stellen 40—50 Meter und mehr über dem Thalboden des heutigen Flusses liegt.

Ausser dieser Verbreitung erweisen auch die Einzelheiten der Lagerungsfolge in den geröllführenden Schichten, dass diese einem Flussthale angehören. Alle einzelnen Gebirgsglieder: Geröllmassen, sandige Lagen, thonige Gebilde verschiedener Art (Walkerde, Töpferthon etc.), Braunkohlen [1]) (meist von Schiefer-

[1]) Der Braunkohlenbergbau hat bei der geringen Güte und Mächtigkeit der Kohle nie zur Blüthe gelangen können. Von Walkerde werden jährlich 80 bis 90 Doppellowries gewonnen, die meist in Pössneck Verwendung bei der Tuchindustrie finden. Das Material kostet an der Grube 100 Mark für 200 Centner, oder einschliesslich Fuhrlohn bis zur Bahn 130 Mark für dieselbe Menge.

kohlen-Beschaffenheit mit stark zusammengepressten Stämmen und Zweigen von Bäumen) sind mehr oder minder linsenförmig gestaltete örtliche Anhäufungen, nicht über weite Flächen gleichmässig verbreitete Schichten. Verschiedene, nahe an einander gelegene Profile und bergmännische Aufschlüsse stimmen also nicht mit einander überein.

Einige Beispiele mögen dies zeigen.

Auf der Höhe des Rippersröder Kirchberges waren 1874 nahe der Auflagerungsgrenze auf Ceratitenschichten des oberen Muschelkalkes aufgeschlossen:

Dammerde	0,5 Meter	
Brauner Thon und Sand . .	0,3 »	
Unreiner Thon	1,0 »	bis 1,5 Meter
Grober heller Kies (vorwiegend grauer Porphyr) . .	0,6 »	
Grauer Sand	0,0 »	bis 0,5 Meter
Grober Kies	0,3 »	
Rother, unreiner Thon . .	0,9 »	bis 0,6 Meter
Lichtgelber Sand	0,5 »	» 0,8 »
Rother Thon	0,4 »	» 0,3 »
Grober Kies, Geröll in Conglomerat übergehend . .	1,0 Meter und darüber.	

(Darunter anscheinend Thone und Braunkohle.)

Mit dem 1881 im Betriebe stehenden Walkerdeschachte hatte man constatirt, dass das Walkerdeflötz, anscheinend auf den oberen Theil des Rippersröder Kirchholzes beschränkt, doch nahezu nordsüdlich streiche, und nach Osten auf 30 Meter Länge um $6\frac{1}{2}$ — 7 Meter (d. h. um 12—13^0) einfalle. Das Profil wurde angegeben als bestehend aus:

Dammerde	0,3 Meter	bis 0,5 Meter
Kies	2,7 »	» 2,5 »
Brauneisenstein und Kies .	1,0 »	
Töpferthon	0,4 »	
Lehm	1,2 »	

Töpferthon	2,0 Meter	(mehrere Lagen, durch Gerölle getrennt, der unterste Thon roth)
Walkererde	1,40 »	
Thon	nicht durchsunken.	

In früheren Schächten soll Braunkohle 10 Meter tief unter der Walkererde erschlossen gewesen sein.

Der Abbau von Braunkohle hat besonders bei Rippersroda unter dem Kirchholze und auf der gegen Neusis zugewendeten Seite stattgefunden. In den letzten Jahren wurde nachgewiesen, dass solche Kohle auch auf der dem Dorfe Rippersroda zugekehrten Seite des Rippersröder Berges nicht fehlt. Von zwei kleinen Bohrungen zwischen dem Waldstreifen südlich vom Neusiser Wege und dem nach der Walkerdegrube herabziehenden Grunde hat die eine bei 7 Meter Teufe 2 Meter Kohle mit Thonmitteln, die andere bei 5 Meter Teufe 1 Meter Kohle und begleitende Thone gegeben.

Unter gütiger Leitung des Herrn Bergmeisters Zoberbier und mit freundlichem Entgegenkommen des Herrn Bürgermeisters Schorr wurde ein Versuchsschacht ca. 250 Meter vom Walkerdeschacht an der Stelle niedergeführt, wo auf dem Messtischblatt Plaue der Generalstabskarte das »*d*« von Rippersroda das Ende des oberen Grundstriches hat. Hier wurden durchsunken:

Dammerde, Gehängeschotter und Kies . .	3,6 Meter
Thon (meist grau)	1,0 »
Schwarzer, erdiger Kies	1,0 »
Braunkohle	0,30 »
Thon mit schwachen Lagen von Porphyrgeröll, mit Muschelmergeleinlagerungen und Kohlenschmitzen	4,0 »
Schieferkohle	0,45 »
Muschelkalk, dabei auch die losen Muschelkalktrümmer über dem anstehenden Ceratitenkalk	1,15 »

Vor dem Schulhause, wo schon vor Jahren eine Anzahl Knochen gefunden worden waren, wurde 1881 wieder ein kleiner Schacht angelegt, welcher in söhliger Lagerung zeigte:

Humus und verstürzte Massen . . . . . 0,5 Meter
Kies, nach unten in Sand übergehend . . 3,0 »
Thon, oben sandig, unten mehr humusreich 3,9 »
(in 6,6 Meter von oben Hirschreste)
Torfartige Schieferkohle, voll Trapa-Früchten 0,3 »
Thon, theils gefleckt, theils blau . . . . 1,9 »
Oberer Muschelkalk (zunächst Stücke, dann Schichten).

Das Schulhaus ist von dem Walkerdeschacht ca. 400 Meter, vom vorher besprochenen Versuchsschachte ca. 200—250 Meter entfernt.

Die Eisenbahnlinie Plaue-Ilmenau hat die pliocänen Gebilde am Ostfusse des Rippersröder Kirchberges auf ansehnliche Länge entblösst. Auch hier sieht man Gerölle, Kies und Sand mit Thon wechsellagernd; nach Süden hin sind die Thoneinlagerungen zahlreicher und mächtiger als in den hangenden Theilen gegen Plaue hin. Jeder einzelne Gesteinskörper zeigt wechselnde Mächtigkeit. Meistens sind linsenförmige Querschnitte nach beiden Seiten sich auskeilender Gebilde sichtbar, die also nicht völlig regelmässig, sondern in »pseudoparalleler« Anordnung über einander liegen.

Ueberall am Rippersröder Kirchberge ist ein Einfallen der pliocänen Gebilde nach Norden, bezw. Nordosten, seltener nur nach Osten wahrnehmbar, das durchschnittlich 10—12^{0} beträgt. Auch der Bergbau auf Walkerde hat dieses Einfallen nachgewiesen.

Auffallend erscheint, dass bei der Rippersröder Schule diese Schichtenneigung nicht hervortritt, vielmehr söhlige Lagerung besteht, in Verbindung 1) mit dem Umstande, dass im Westen des Dorfes Rippersroda die südliche Auflagerungsgrenze des Pliocän auf dem Muschelkalk erheblich mehr nördlich liegt als östlich vom Dorfe, — und 2) mit der eigenthümlichen Unterbrechung, welche am Südflügel der Rippersröder Muschelkalkmulde die durch die harten Trochitenkalkbänke gebildete Klippe zeigt.

Eine wohl über 150 Meter breite Lücke ist hier zwischen den durch dieselben Bänke gebildeten Kuppen und Felszügen vorhanden; sie deutet auf eine die Muschelkalkmulde durchquerende

Verwerfung. Nahezu in die Verlängerung der muthmasslichen Verwerfungslinie fällt die Grenze zwischen den sehr wenig (gegen Ostnordost) geneigten Wellenkalk-Schichten von Gera, Geschwenda, Frankenhain etc. und den viel stärker (nordwestwärts) einfallenden von Martinroda, Heyda etc.

Hiernach gewinnt es den Anschein, als habe eine weit über vier Kilometer lange Verwerfungsspalte, ungefähr nordsüdlich laufend, hier in nachpliocäner Zeit sich derart ausgebildet, dass das Senkungsfeld östlich von der Verwerfungslinie liegt.

Die Auslaugung der Röthgypse, welche an den Reinsbergen etc. bei Plaue rings um Klein-Breitenbach ungeheure Bruchfelder erzeugt hat, und sonst vielfach in der Gegend nachweisbar ist, kommt offenbar bei der Deutung der heutigen Lagerungsverhältnisse des Pliocän sehr in Betracht. Wahrscheinlich hat diese Auslaugung es hervorgerufen, dass die Geröllmassen nicht überall 30—50 Meter über der jetzigen Thalsohle liegen, sondern dicht bei Plaue derselben auf 14—18 Meter nahe treten.

Jene Unregelmässigkeiten verwischen indess nicht, ebensowenig als es die postpliocäne Erosion vermocht hat, die Umrisse des Thales der pliocänen zahmen Gera, obgleich die Erosion dort am kräftigsten gewirkt haben muss, wo weder pliocäne, noch diluviale oder alluviale Ablagerungen sich seitdem angehäuft haben, d. h. an den Berghängen. Zur Pliocänzeit muss an vielen Stellen unseres Gebietes, wo jetzt Röth entblösst ist, Wellenkalk oder gar höhere Schichten des Muschelkalks anstehend gewesen sein. — Die Serpentinen, welche die »pliocäne zahme Gera« gebildet hat, hingen von der damaligen Vertheilung der härteren und weicheren, mehr oder minder dem Regen etc. widerstehenden Gebirgsglieder ab; sogar die örtliche Ausbildung dieser oder jener Gesteinsarten innerhalb der pliocänen Anschwemmungen ist von jener ehemaligen Massenanordnung offenbar ebenso abhängig gewesen, wie die heutiger Alluvialgebilde es ist. Je weicher und thoniger der Untergrund, um so mehr musste das eigentliche Flussbett sich verschieben: an Ufervorsprüngen und im Flussbette selbst bildeten sich Gerölle, Kies und Sandmassen, in verlassenen Flussarmen und »Schleifen« wurden thonige und lehmige Massen

angeschwemmt. Auf recht undurchlässigem, thonigem Untergrunde blieben von solchen Flussarmen Weiher zurück, die sich zum Theil mit Torf (jetzt Braunkohle bezw. Schieferkohle) ausfüllten.

Wie heutzutage die Querne und Weida auf Wellenkalk weder mooriges Alluvium, noch »Schneckenried«, noch Torf etc. veranlassen, sondern solche Gebilde nur zwischen Querfurt und Esperstedt [1]) zeigen, wo oberer und mittlerer Muschelkalk (mit oder ohne vorhandenes Oligocän) im Thalgrunde herrschen, so scheint die »pliocäne zahme Gera« nur bei Rippersroda, wo Ceratitenschichten und mittlerer Muschelkalk die einstige Thalsohle bildeten, Braunkohle und dunkle bituminöse Thone hinterlassen zu haben.

Keiner der bis jetzt mir bekannten Umstände berechtigt zu dem Glauben, dass die »pliocäne zahme Gera« wasserreicher gewesen sei, als die recente.

Es liegen genügende Anhaltspunkte vor, nicht nur die Mastodontenreste führenden, ehemals für diluvial angesehenen Bildungen bei Fulda, sondern auch viele Schotter- und Thonablagerungen Thüringens mit dem betrachteten Gebiete zu vergleichen, doch verzichten wir hier auf solchen Vergleich näher einzugehen, bevor aus den alten Ablagerungen der Ilm, der Schwarza, der Saale, der Werra etc. Pliocänfossilien vorliegen.

Fossilien aus dem Pliocän von Rippersroda.

Thierische Reste.

Mastodon arvernensis Croiz. et Job. [2]).

Beim Abbau der Walkerde wurden 1881 Stücke von Mastodonzähnen beobachtet. In dem plastischen Gestein waren grössere und kleinere Stücke eingebettet, etwa wie Gerölle im Geschiebelehm. Die Bruchflächen waren zum Theil ganz frisch, von gleichen Färbungen wie solche, die eine Verletzung der Stücke hervorbringt, zum anderen

[1]) Sectionen Querfurt, Schraplau und Teutschenthal der geognostischen Karte von Preussen und den thüringischen Staaten.

[2]) Aeltere Literatur siehe bei Vacek »Ueber österreichische Mastodonten«, Abh. d. K. K. geol. R.-Anst., Wien VII, 1877.

Theil aber in verschiedenen Stufen der Verwitterung und Ausbleichung. Also sind die Bruchflächen nicht alle gleichzeitig gebildet; wahrscheinlich waren in verschiedenen Zeiten — vielleicht erst bei Annäherung des Abbaues an die Lagerstätte — Quetschungen, Druckwirkungen und Verschiebungen eingetreten. Knochen von geringerer Widerstandskraft als die Zähne scheinen bei diesen Verschiebungen zerquetscht worden zu sein; nur kleine Bröcklein, im Ganzen 13 Gramm, kamen davon in meine Hände.

Und doch war aller Wahrscheinlichkeit nach ein ganzer Kopf an jener Stelle vorhanden gewesen, von dem jetzt nicht ein einziger Zahn mehr vollständig ist, obgleich es durch die Güte und Liebenswürdigkeit des hochverdienten, der Wissenschaft und seinen Freunden allzufrüh entrissenen Herrn Geheimen Hofrath Professor Dr. E. E. Schmid möglich wurde, die in Jena und Halle befindlichen Stücke des Fundes zusammenzupassen.

Die beiden Zahnstücke Taf. XXIII und Taf. XXIV sind vorn durch Bruchflächen begrenzt, aus welchen hervorgeht, dass mindestens ein vorderes Höckerjoch fehlt, vor welchem sich auch noch ein Vorpolster (bourrelet Gaudry, oder talon antérieur Cuv.) befunden haben wird, wie aus den sonstigen Zahnresten hervorgeht.

Die grösste Länge bei dem besterhaltenen Stücke zwischen dem Hinterrande und dem vorderen »Sperrhöcker« beträgt 14 Centimeter, bei einer Breite von 8 Centimetern im Mittel, die nach vorn zu auf 9 Centimeter gestiegen zu sein scheint. Das kleinere Stück hat 13 Centimeter Länge, 8 Centimeter Breite: Dimensionen die natürlich nur annähernd gelten, weil die Zahnstücke aus vielen Bruchtheilen zusammengeklebt sind.

Beide Zähne sind aus sehr zahlreichen, meist noch gar nicht abgekauten, fingerförmigen, schmelzbedeckten Kegeln oder Zitzen zusammengesetzt, die aus der gemeinsamen Aussenwand, dem Zahnsockel, aufsteigen, 'dabei gegen die Mitte des Zahnes und gegen vorn sich richten, mit der äussersten Spitze aber (der »Fahne«) wie nach rückwärts umgewendet erscheinen. Zwischen den Schmelzhüllen der Zahnkegel befand sich eine sehr bröckelige äusserste Decke von Cäment, welches bei ähnlichen noch im Kiefer eingeschlossen gewesenen Mastodontenzähnen wiederholt

von mir wahrgenommen wurde, z. B. an einem südfranzösischen Unterkieferzahnstücke von derselben Art einen 1 — 3 Millimeter dicken Ueberzug bildet.

Obwohl sehr viele von den ursprünglich selbständigen Schmelzausstülpungen so mit den benachbarten zusammengewachsen sind, dass sie, nur als »Strebepfeiler« eines Zahnkegels auftretend, demselben »das Ansehen eines von Regenrinnen durchfurchten Berghanges« geben, zeigen sich doch noch sehr zahlreiche Spitzen als gewissermaassen selbständige; am grösseren Stücke 38, am kleineren 30 anzugeben, wird wohl richtig sein, obgleich es nicht ohne Willkür bei der Abwägung der »Selbständigkeit« einer solchen Spitze abgeht. Sogar die äussere Wand des Zahnsockels erhebt sich an einigen Stellen warzenförmig, wo die »Thäler« zwischen den Zahnkegeljochen nach den Seiten ausmünden. In den zerbrochenen Sockeltheilen treten solche Warzen auch hervor; es scheint deren Ausbildung indess höchst unregelmässig gewesen zu sein, so dass sie nicht in jedem Thale hervortreten, nicht auf einer Seite desselben Zahnes regelmässig stärker als auf der anderen sind.

Die Hauptkegel ordnen sich zu Jochen, bezüglich Halbjochen, die zum Theil mit zu »Sperrhöckern« gewordenen Zitzen verknüpft sind. Hinten beginnt die Jochbildung mit der Anordnung einiger Kegel zu einem unentwickelten, nicht in der ganzen Zahnbreite vorhandenen und kaum zur halben Höhe anderer Kegel sich erhebenden »Stocke« (»Talon«), der im Exemplar Taf. XXIII auf der rechten, im Stücke Taf. XXIV auf der linken Seite des Beschauers liegt, der von der Rückseite her auf die Kaufläche blickt. Auf der Seite, welcher der Stock hauptsächlich angehört, sind die Halbjoche kleiner, und entweder ohne anhängende Sperrhügel oder mit auf der rückwärts gewendeten Seite ansitzenden kleinen Sperrhügeln, die aber nur beim dritten (in Wahrheit mittelsten) Joche beider Zähne bedeutend erscheinen.

Die Halbjoche der anderen Seite tragen regelmässig auf ihrer Vorderseite Sperrhöcker von kräftiger Entwickelung. Durch die Anwesenheit des Stockes und der Sperrhöcker entsteht eine gewisse, obgleich schwache Wechselständigkeit der Halbjoche, die

viel stärker hervortreten würde, wenn nicht das mittlere (dritte) Joch durch seine beiden Sperrhügel gewissermassen einen Ausgleich herstellte.

Abkauungsspuren sind nur deutlich an dem vorderen der erhaltenen Joche des Zahnes Taf. XXIII, während der Zahn Taf. XXIV, der eine Hälfte dieses Joches besitzt, an demselben abgestossene und abgebrochene Kegelspitzen aufweist. Obwohl solche nachträgliche Verletzungen auch am Zahne Taf. XXIII, bei jenem etwas abgekauten Halbjoche vorkommen, das nach vorn einen Sperrhügel hat und auf dessen Seite der Zahnsockel am meisten geradlinig verläuft, zeigt sich doch deutlich, dass eben dieses Halbjoch tiefer herab abgekaut ist als das anliegende, dessen fast unverletzte schmale Kaufläche mehr in die Augen fällt.

Beide Zähne sind Oberkieferzähne, denn sie besitzen eine ziemlich gleichbleibende Breite, und die Zahnkegel sind nach der Kaufläche hin nur in mässigem Grade zusammenlaufend (convergent) entwickelt.

Hiernach ist Taf. XXIII der sechste oder hinterste Backzahn rechts, Taf. XXIV, der letzte Backzahn links eines tetralophodonten bunodonten[1]) Mastodon.

Von den übrigen Zähnen sind kleinere Bruchstücke da, keines davon giebt einen ganz sicheren Anhalt, wo es im Kiefer gestanden hat.

Das Stück Taf. XXV, Fig. 1 und 1' zeigt ein wenig benutztes, oben abgebrochenes und ein stärker angekautes Halbjoch, jedes mit Theilen des Sperrhügels und einem Brocken des gemeinsamen Sockels. Nach den Maassen (Sockelhöhe ca. 25 Millimeter, Höhe des abgebrochenen Halbjoches mit Sockel 60 Millimeter, Höhe des stärker abgekauten Halbjoches mit Sockel 50 Millimeter) gehört es wohl zur Innenseite des fünften oder vorletzten linken oberen Backzahnes.

---

[1]) Nicht recht ersichtlich ist, warum Vacek in seiner schönen Arbeit »über österreichische Mastodonten«, Abh. d. K. K. Geol. Reichs.-Anstalt, Wien VII, die »hippopotamuszahnigen« Formen mit dem Ausdrucke Bunolophodonten = Berg-Bergjoch-Zahner belegt hat, die tapirzahnigen oder dinotherienartigen mit der Benennung Zygolophodonten = Joch-Bergjoch-Zahner, statt einfacher und richtiger »*Bunodus*« und »*Zygodus*« zu bilden.

Durch die Bruchflächen ist unverkennbar, dass das Stück einem Zahne mit noch einem vorderen und noch einem hinteren Halbjoche angehörte, also die vierjochige, hügelzahnige Beschaffenheit der Zähne bestätigt, wie sie aus den Zahnstücken Tab. XXIII und Tab. XXIV gefolgert worden war.

Durch das Ineinandergreifen kleiner Vorsprünge etc. wird erwiesen, dass an das kleine, breite Fragment eines Halbjoches mit Vorpolster (bourrelet) Taf. XXV, Fig. 2*a*, sowohl das Stück Fig. 2*b* (zwei stark abgekaute Halbjoche mit zwei und einem halben Kegel des Stockes) als der Theil Fig. 2*c* (etwas weniger abgekaute Halbjoche ebenfalls mit Stocktheilen) anschlossen, ein grösserer Brocken Zahnwurzel sitzt an 2*b*, ein kleiner Ansatz davon an 2*c*.

Fig. 2*a* ein Bruchtheil, der nach der Rückseite stark abgebleichte Bruchfläche zeigt, fällt durch die eigenthümliche, schräg nach unten gegen den Sockel abgeschliffene Seite auf, die am Ueberreste des Halbjoches sich vorfindet. Die vielhöckerige Bildung des Vorpolsters ist ebenfalls bemerkenswerth. Sockelhöhe ca. 17 Millimeter, Kegelhöhe incl. dem Sockel ca. 40 Millimeter, Gesammthöhe des Vorpolsters vom Unterrande aus ca. 25 Millimeter.

Fig. 2*b* ist auf der dem Sockel zugewendeten Fläche ungleich mehr durch Abnutzung (wohl mittelst der Zunge) geglättet als Fig. 2*c*. Die Anzeichen der Zusammensetzung aus vielen Hügeln und die starke Entwicklung des Stockes treten in der Zeichnung genügend hervor. Aus allen Verhältnissen ist zu schliessen, dass 2*a* dem Vorderrande des linken fünften Backzahns angehört, 2*b* die innere, 2*c* die äussere Seite des hinteren Stückes des vierten Backzahns links darstellt.

		Millimeter		Millimeter
Höhe des Stockes an	2*b*	circa 37	an 2*c*	circa 35
» » » »	»	» 15	» »	» 15
» » Hinterjoches an	»	» 42	» »	» 44
» » vom Grunde des Sockelrandes des nächstvordern Halbjoches ebenso an	»	» 38	» »	» 41.

Das Stück Fig. 3 ist stark abgekaut, es zeigt Reste von $1^1/_2$ Halbjochen, die über niedere Sockel von 15—10 Millimeter Höhe aufsteigen, das hintere vom unteren Rande des Schmelzes aus ca. 35 Millimeter, das vordere, seitlich mit einer sehr auffällig ausgeschliffenen Fläche versehene, 28 Millimeter über dem Unterrande des seitlichen Zahnschmelzes. Das Vorderpolster ist mit abgekaut, so dass es vorn beim Bruchende nur 18 Millimeter hoch ist.

Nicht unwahrscheinlich ist, dass auch Fig. 3 dem Backzahne 4 links oben angehört habe, zumal da die Breite der abgekauten Fläche erheblich ist, und nach dem Vorpolster so übergreift, dass wohl unstreitig das Bruchstück der stärker abgekauten Innenseite angehört hat. Die Zugehörigkeit zum Oberkiefer ist schon aus der rechtwinkeligen Begrenzung von Seiten- und Vorderrand zu folgern. Für die Ursache, warum die Seitenwand bei *aa* der Zeichnung sonderbar abgeschliffen ist, so dass die Schifffläche etwas eingetieft erscheint, muss wohl irgend eine individuelle Eigenthümlichkeit des Thieres gelten. Vielleicht steht dieselbe in Beziehung dazu, dass auch Fig. 2 bei *a* eine an der Zahnwand herablaufende Abschleifung zeigt.

Das kleinere Stück Fig. 4 verhält sich fast wie ein Spiegelbild von dem vorderen Theile von Fig. 3, nur ist die äussere Wand des Halbjoches nicht in der Weise abgeschliffen wie bei jenem Stücke. Ist die in der Anordnung der Figuren zum Ausdrucke gebrachte Vorstellung richtig, dass es die äussere Vorderecke desselben linken, vierten Backzahnes ist, dem Fig. 3, Fig. 2*b* und Fig. 2*c* angehören, so ist eine vollkommene, die ganze Breite des Zahnes einnehmende Entwicklung des Vorpolsters (bourrelet, oder talon antérieur), sowohl dem fünften als dem vierten oberen Malmzahn eigen gewesen.

Die weiter noch, ausser den abgebildeten, vorhandenen Bruchtheile der Zähne unseres Mastodon lassen zwar zum Theil noch eine Bestimmung ihrer wahrscheinlichen Zugehörigkeit zum einen oder anderen Zahne zu, sind aber einer bildlichen Darstellung noch nicht würdig, bevor nicht etwa durch neue Funde oder durch Zusammenfügen mit anderwärts vorhandenen Stücken eine Vervollständigung der Zähne möglich ist.

Erwähnt mögen Folgende werden, während wir 35 andere Bruchtheile unerörtert lassen.

A. Mehrere fingerförmige, gänzlich unabgekaute Schmelzkegel bilden, nach der späteren Kaufläche im Winkel von 35^0 stark zusammenlaufend (convergirend), eine Gruppe, die dem mittleren äusseren Halbjoche des sechsten Unterkieferzahnes links angehören dürfte.

B. Dem Spiegelbilde der äussersten Ecke von Taf. XXV, Fig. 2*a* nicht unähnlich ist ein Stück der Ecke eines Zahnes mit niedrigen Nebenkegeln (wohl vom Vorpolster). Da die Vorderwand des oberen linken fünften Malmzahns über 10 Centimeter breit würde, wenn man dies Stück für die äussere Vorderecke desselben hielte, muss es wohl für die innere Vorderecke des oberen rechten fünften Backzahnes gelten. (Höhe des Halbjochtheiles ca. 48 Millimeter, des inneren Vorpolsterkegels ca. 25 Millimeter.)

C. Eine Zahnecke mit 3 sehr kleinen, an die glattgeschliffene Grenzwand zum Nachbarzahn anschliessenden Nebenkegeln, auf der Grenzwand 33 Millimeter hoch, verbietet durch die starke Abkauung des anstossenden Theiles vom Halbjoche die Zurechnung zum linken oberen fünften Zahn, dessen Schmelzwände auch etwas stärker als die der vorliegenden Ecke sind. Vielleicht gehört diese Ecke eher der Hinterseite eines der vier Unterkieferbackzähne an, als dass sie die äussere Hinterecke des rechten, vierten Oberkiefermalmzahns wäre.

D. Eine andere Zahnecke mit 2 Kegelspitzen von Stock oder Vorpolster weicht besonders durch die weniger rechteckige, untere Begrenzung des Sockels und fehlende Abnagung der steilen Zahnseitenwand von der Ecke der Fig. 3 ab und gleicht mehr einem (durch Abbrechen verkleinerten) Spiegelbilde von Fig. 4, die glatte Querwand ist an der entsprechenden Stelle bei beiden 27 Millimeter hoch. Es ist also D wohl die äussere Vorderecke des 4. rechten Oberkieferzahns.

E. Zwei Seitenwandstücke von je zwei Halbjochen, von denen eines beim Gebrauch um ca. 4 Millimeter höher geblieben ist, als das andere, und deren Zwischenthäler doch bis auf nur

3—5 Millimeter Breite durch Abkauen verschwunden sind, könnten den vorderen Halbjochen eines oder beider fünften Unterkieferzähne angehört haben, die Abkauung würde diese Zähne dann auf die Sockelhöhe, 25—30 Millimeter, erniedrigt haben.

F. Zwei niedrige Wandstücke, die gemeinsame, nur 20 Millimeter in beiden hohe Sockelwand zweier Halbjoche, die Thäler auf Rinnen und Gruben reducirt, gehören wohl einem oder beiden vierten Unterkieferbackzähnen. — Nicht undenkbar ist allerdings die Zusammengehörigkeit aller 4 Stücke von E und F zu einem vierten unteren Malmzahn, indess sind die besonderen Eigenschaften der Brocken, hinsichtlich der Oberflächenbeschaffenheit, Schmelzrinden-Dicke etc. solcher Auffassung ungünstig.

Aus der Walkerde von Rippersroda erhielt ich kein Bruchstück der Stosszähne unseres Mastodon. Vielleicht liegen diese noch dort begraben. Von der Schule bei Rippersroda ist ein schaliger Knochen (? Stosszahnstück) mir bekannt geworden.

Wie in früheren Mittheilungen bezeichneten wir in der Ueberschrift die Rippersröder Mastodontenart als *Mastodon arvernensis* Croizet u. Jobert.

Dieser Name ist in dem Sinne einer offenbar ziemlich weit verbreiteten Auffassung der betr. Species gebraucht: er soll die in Europa geologisch jüngste bekannte Form der inadaptiven, hippopotamuszähnigen oder bunodonten Mastodonten bezeichnen. Mit dem *Mastodon arvernensis* scheinen diese Bunodonten auszusterben. Dieser gesammte Zweig der Mastodonten dürfte in sich wenigstens dem Zahnbau nach im Allgemeinen eine ähnliche Vervollkommnungsreihe versucht haben, wie die adaptive zygodonte Sippe: denn in beiden Abtheilungen wird anscheinend von geologisch älteren nach jüngeren Arten hin allmählich auf ähnliche Weise die Zahl der selbständigen Zahnkegel und damit die Widerstandskraft gegen die gewaltig wirkende Abkauung vergrössert; die einzelnen Zahnkegel wachsen, was denselben Zweck erreichen kann, auch tritt der Zahnwechsel in der Weise der Elefanten für den, dem Einzelthiere jedenfalls gefährlicheren verticalen Ersatz aller Praemolaren ein. — Die adaptive zygodonte Reihe geht so durch die Stegodonten in die Elefanten über, während

die entsprechende Umbildung des Bunodonten-Zweiges aus diesem keine Formenreihe schafft, welche sich zu erhalten vermag. Einer wesentlich höheren Entfaltung jener genannten Eigenschaften der Zähne dürfte man aber die bündelzähnigen oder kegelzähnigen Mastodonten kaum für fähig halten, als die wir im *M. arvernensis* verkörpert sehen. Bei der Abnutzung seiner Zähne müssen jedoch bald kraftlose Ruinen entstehen, wie CROIZET u. JOBERT's Tab. 13, Fig. 2 zeigt, oder wie die oben unter *E* und *F* aufgeführten Reste darthun. Dieser ist also eben seinem Bau nach der Letzten einer seiner Sippe. Diese Art ist tetralophodont, bildet ihre Zähne aus viel zahlreicheren Schmelzkegeln [1]) als ältere Vertreter der gleichen Gruppe, ordnet diese »Zitzen« in einen Stock oder Talon am Hinterende der Zähne und in Halbjoche, vor denen meistens ein kräftiges, besondere kleine Schmelzkegel darbietendes Vorpolster (bourrelet) sich entwickelt. Die Halbjoche sind im Unterkiefer stark wechselständig und gegen die Längsrichtung des Zahnes schief gestellt, wobei die äusseren Halbjoche auf der Rückseite stets Sperrhügel ausbilden.

Im Oberkiefer zeigen sich Sperrhügel regelmässig an der Vorderseite der inneren Halbjoche und alle Halbjoche stehen dabei mehr senkrecht zur Längsrichtung des Zahnes und in geringerer Wechselständigkeit als im Unterkiefer. (Jede dieser Eigenthümlichkeiten ist eine Aeusserung, oder wenn man will, eine Folge der Ausbildung sehr zahlreicher Einzelkegel.)

Die Unterkieferzähne haben demnach unterschiedenere Hälften als die Zähne des Oberkiefers, und erstere besonders zeigen die »gekreuzte Richtung der Halbjoche«, welche für JOURDAN (seit 1840 im Manuscript, seit 1858 in Veröffentlichungen) den Grund abgegeben hat, die hierher gehörigen französischen Stücke *Mastodon dissimilis* [2]) zu nennen, weil er die Kennzeichnung der Art, *M.*

[1]) Die Zahl selbständiger Kegel bei *Mastodon longirostris* scheint auch beim hintersten Backzahn oben 36 nicht leicht zu erreichen, meist auf 27—28 zu stehen. Unser Zahn 1 würde, wenn ganz vollständig, mindestens 46—50 selbständige Kegel aufweisen.

[2]) LORTET und CHANTRE gebrauchen in ihrer wichtigen Arbeit im 2. Bande der Archives du museum d'histoire naturelle de Lyon 1878 für die französischen Stücken die Namen *dissimilis* und *arvernensis* bald neben einander (*dissimilis* ou

arvernensis, durch Croizet und den älteren Jobert nicht für ausreichend hielt, Verwechselungen mit anderen Arten zu verhindern, wie sie thatsächlich vorgekommen waren.

Gervais hat (Ct. rendus hebd. de l'Ac. Par. t. XXII, 336, auch Zoologie et Paléontologie française 1848) den Namen *Mastodon brevirostris* auf Grund einer anderen bezeichnenden Eigenschaft unserer Art aufgestellt, mit Rücksicht nämlich auf die im Gegensatze zur verwandten Form: *Mastodon longirostris* Kaup sehr hervortretende Kürze des Kinnes, d. h. des vorderen Bindestückes (Symphyse) am Unterkiefer. Gervais hält allerdings seinen *Mastodon brevirostris* von Montpellier für verschieden von *M. arvernensis*. Doch sind ihm darin andere französische Forscher nicht gefolgt, obgleich von vielen Seiten die Sande von Montpellier für etwas älteres Pliocän anerkannt werden, als die Gebilde der Auvergne, des Rhonebeckens etc. Vacek spricht nicht in besonderen Worten sich für die Vereinigung des *Mastodon brevirostris* mit *Mastodon arvernensis* aus, doch darf aus der ganzen Darstellung wohl gefolgert werden, dass er dieser Ansicht ist, die wir gleichfalls für richtig halten.

Die Kürze des Kinnes ist besonders durch Sismonda's Beschreibung und Abbildung der beim Dorfe Solbrito beim Eisenbahnbau zwischen Dusino und Villafranca aufgefundenen Reste bekannt.

Der Name *Mastodon arvernensis* ist namentlich von Kaup und Herrm. v. Meyer auf *Mastodon longirostris* übertragen worden. Fraas hatte auch 1870 den Steinheimer Mastodonten mit diesem Namen belegt; doch hat der schöne, vor einigen Jahren gemachte Fund vieler wichtigen Knochentheile dieses miocänen Thieres nun dem trefflichen Forscher zu einer Umarbeitung (und dabei zur

---

arvernensis etc.), bald als Synonyme, abwechselnd einen oder den anderen Ausdruck. Aus der Darstellung scheint hervorzugehen, dass die Lyoner Gelehrten die englische Form, auf die Falconer, Lyell u. A. den Namen *arvernensis* anwenden, nicht mit Sicherheit derselben Art zurechnen. Sehr auffallend ist in der sonst so trefflichen Reihe von Abbildungen Tab. V, Fig. 8 (quatrième molaire supérieure gauche, d'après Kaup) eine verkehrte und verkleinerte Copie von Fig. 4, Tab. 1 bei Croizet und Jobert, von der diese Gelehrten S. 141 sagen: »que Mr. Bravard a faite de mémoire«.

Veränderung der Bezeichnung) Anlass gegeben, welcher vorzugreifen nicht nothwendig ist.

Cuvier hatte die bunodonten Mastodonten mit wenigen Ausnahmen unter seinem »Mastodonte à dents étroites« vereinigt; bei ihm und bei vielen Gelehrten, die ihm folgen, besonders bei Blainville, Owen, Pomel, zum Theil auch bei v. Meyer sind also unter »*Mastodon*[1]) *angustidens*« die häufigsten dieser Mastodonten der inadaptiven Reihe zusammengefasst, besonders der ächte *M. angustidens* des Miocän, und der *M. arvernensis* des oberen Pliocän, zum Theil auch der sowohl zeitlich als nach vielen Eigenschaften eine mittlere Stellung einnehmende *M. longirostris* Kaup. Wenn Sismonda den von ihm beschriebenen *M. arvernensis* einen *Mastodonte angustidente* nennt, so ist davon wohl der Hauptgrund der, dass die italischen pliocänen Bunodonten ihm bessere Typen der Cuvier'schen Art zu sein schienen, als die französischen Miocänstücke, denen der Meister weniger zahlreiche Abbildungen als den ersteren gewidmet hatte.

Ob es gerathen oder geboten sein wird, den Artbegriff des *Mastodon arvernensis*, wie wir ihn in augenscheinlichem Einklange mit anderen Palaeontologen fassen, dereinst zu verändern, bezüglich zu spalten, bleibt der Zukunft überlassen.

Das augenscheinlich wichtigste Merkmal[2]) des *Mastodon arvernensis* von Mittel- und Südfrankreich und von Ober- und Mittelitalien ist die Kürze des Kinnes (der Symphyse). Nur Zähne aber und nicht die sonst bezeichnenden Knochen sind aus manchen Gegenden und von mehreren Schichtenmassen bekannt.

Vorerst betrachten wir es als Folge individueller, geschlechtlicher und höchstens als solche von Racen-Verschiedenheiten, dass die Wechselständigkeit der Zahn-Halbjoche, die Zahl der einzelnen selbständigen oder nur als »Strebepfeiler« auftretenden

---

[1]) Wohl erst aus der, dem declinirten Worte entnommenen, französischen Form «Mastodonte« ist das Geschlecht zum Namen Mastodon statt zu dem »*Mastodus*« gekommen, welcher richtiger, obwohl weniger wohllautend wäre.

[2]) Andre Verschiedenheiten im Knochenbau von *M. arvernensis* und *longirostris* treten minder auffällig hervor, doch sind sie beim genauen Vergleiche der Werke von Cuvier, von Blainville, von Kaup, von Sismonda und von Gervais unverkennbar.

Schmelzkegel, die Stärke der Sperrhöcker, die Entwickelung der »Stöcke« (Talons) und der Vorpolster (Bourrelets), sowie die Länge der Zahnkegel bei zum *M. arvernensis* gerechneten Stücken in verschiedenen Stärkegraden auftreten. Manche dieser Unterschiede der Zähne könnten aber recht gut mit tiefer liegenden Abweichungen im gesammten Bau zusammenhängen, z. B. mit längerer Ausdehnung des Kinnes, mit welcher wahrscheinlich geringere Ausdehnung des Rüssels Hand in Hand ging.

Der Rippersröder Mastodon stimmt mit dem *M. arvernensis* Cr. u. J., der bei Fulda [1]) mit *M. Borsoni Hayes* (= *virgatidens* H. v. Meyer) auf gleicher Lagerstätte vorkommt, vollkommen überein, soweit die jetzigen Funde ein Urtheil zulassen. Die im Museum der königl. Landesanstalt in Berlin aufbewahrten Fuldaer Reste sind dort bezeichnet als:

1) Vom sechsten Oberkiefermalmzahn links (Stock und $2^1/_2$ Joche, von denen das hinterste unvollständig ist, das 2te an jedem der beiden Halbjoche vordere Sperrhöcker besitzt. Im Ganzen sind ungefähr 24 selbständige Zahnkegel noch erhalten. Die Zahnkegel haben 50—55 Millimeter Höhe, der Sockel darunter 20 Millimeter).
2) Vom fünften Unterkiefermalmzahn rechts (Bruchstück mit starker Wechselständigkeit der Halbjoche).
3) Vom fünften Oberkiefermalmzahn rechts (7 Bruchstücke, dabei auch vom Stock).
4) Der hinterste Praemolarzahn des rechten Unterkiefers (sehr schönes vollständiges Stück aus ca. 30 selbständigen Kegeln gebildet).

Jedenfalls gehört das Zahnstück, welches in Walch's Naturgeschichte der Versteinerungen auf der Supplementtafel VIII d abgebildet ist, zum *Mastodon arvernensis*. Der Fundort ist nicht genannt, die braune Farbe spricht für Auffindung in einem bituminösen Gestein (? Braunkohle); der damalige Besitzer, der Weimarische Geh. Hofrath Kaltschmidt, kann das Bruchstück recht wohl aus Thüringen erhalten haben, vielleicht von irgend

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1876, S. 417—418 und 1878 S. 852.

einem seither vergessenen, räumlich beschränkten Braunkohlenvorkommens innerhalb eines alten pliocänen Thales.

Sehr innig scheinen die Beziehungen zwischen dem Rippersröder Mastodonten und manchen der aus dem englischen Pliocän stammenden Stücke des *Mast. arvernensis* zu sein; vielleicht kann man von einem besonderen Stamme (Race) innerhalb der Art reden, der in Mitteldeutschland und in Südengland zu Hause, in Südeuropa aber seltener war. So weit Abbildungen ein Urtheil zulassen, spricht sich die betreffende Stammeseigenthümlichkeit aus:

1. In der beträchtlicheren Längenentwickelung der Zahnkegel [1], aus denen sich der Zahn zusammensetzt — eine Erscheinung, welche daran erinnert, dass bei anderen Thieren ebenfalls mit dem geologischen Alter die Längenausdehnung der Zahnelemente zunimmt (Equiden, Wiederkäuer etc.).

2. In der Aehnlichkeit mit Zähnen des *M. longirostris* durch schwächere Wechselständigkeit der Zahnhalbjoche und minder massige Bildung der Sperrhügel. Manche Zähne von *M. longirostris* zeigen die Wechselständigkeit der Halbjoche fast stärker, als sie auf mehreren der angeführten Zeichnungen von Zähnen des *M. arvernensis* hervortritt.

3. In der ziemlich rechteckigen Umgrenzung der Zähne, welche mit der sehr bedeutenden Entwickelung von Stock und Vorpolster auch an den letzten Backzähnen zusammenhängt; an den meisten südeuropäischen Vorkommnissen sind wenigstens bei den letzten Backzähnen diese Theile entweder in der Höhe oder in der Breite (und Zitzenzahl) schwächer ausgebildet als an den aus England dargestellten Zähnen und an den unsern.

Ob es sich nun bei den gedachten Eigenthümlichkeiten zugleich um eine gewisse Verschiedenheit im geologischen Alter handelt, bleibe vorerst unbesprochen; einzelne der aus Süd-Frank-

---

[1] Man vergleiche besonders die Darstellungen unabgekauter Zähne: z. B. Croizet u. Jobert, Tab. 1. — Lortet u. Chantre, Tab. 1, 2, 5 etc. mit Falconer, *Fauna antiqua Sivalensis* Tab. 36 und *Palaeontological memoirs* II, Tab. 4 mit Berücksichtigung davon, dass Unterkieferzähne stets längere Kegel haben als die des Oberkiefers.

reich und Italien stammenden Zähne gleichen so sehr den englischen, dass sie zu demselben Stamme gehören könnten.

Cervus sp. (nova sp.?)

Durch den Herz. Sächs. Berggeschworenen, Herrn Gürtler, kamen 1864 einige Stücken vom Geweih eines augenscheinlich grossen und starken Hirsches nach Gotha in das Herzogliche Naturaliencabinet; sie waren zusammen mit mehreren anderen Wiederkäuerknochen beim Bau eines Brunnens vor dem Rippersröder Schulhause gefunden worden.

Deshalb wurde 1881 ein neuer Versuchsschacht dicht neben dem Brunnen abgeteuft, um etwa dort noch vorhandene Knochen zu erlangen, welcher Zweck jedoch, technischer Schwierigkeiten wegen, nicht vollkommen erreicht wurde, weil der Sicherheit der Arbeiter und der Wege und Strassen halber nur ein Theil der Knochenführenden Lage gewinnbar war.

Ausser dem kleinen Splitter eines vielleicht zum Stosszahn eines Proboscidiers gehörenden, ungewöhnlich schaligen Knochens, dessen S. 406 Erwähnung geschah, wurden wiederum nur Wiederkäuerreste gefunden. Da die Funde auf einem Raume von nur 3—5 Quadratmetern mit den alten zusammen und in anscheinend gleicher Tiefe lagen, war von vornherein wahrscheinlich, dass im Versuchsschachte von 1881 Reste derselben Exemplare von Thieren gefunden werden würden, von denen schon 20 Jahre früher Theile aufgesammelt worden waren. Es galt ernstlichst zu prüfen, ob nicht alle auf dem kleinen Raume gemachten Funde von Wiederkäuerknochen einem einzigen Thiere des durch die Geweihstücken sicher gestellten Hirschgeschlechtes angehörten.

Bei diesen Untersuchungen haben die sehr reichen Sammlungen des anatomischen, des zoologischen und des landwirthschaftlichen Institutes unserer Universität mich ungemein begünstigt. Zu Beobachtungen über Hirschgeweihe geben die massenhaften in Thüringer Sammlungen, Jagdschlössern etc. etc. vorhandenen Aufstellungen ein sehr reiches Material. Von allen Seiten fand ich liebenswürdigstes Entgegenkommen, wofür ich auch an dieser Stelle herzlichst danke.

Von den gleichfalls für meinen Zweck hochwichtigen Hirsch- und Rinderresten des älteren Alluviums und der Diluvialzeit enthält das Hallesche mineralogische Museum eine schöne Reihe [1]).

Vom Geweih des Hirsches sind 1881 in dem Schachte mehrere grössere zusammenhängende Stücken gefunden worden, die aber beim Herausholen in Splitter zersprangen; noch jetzt, nachdem viele von denselben haben aneinandergefügt werden können, sind über 150 einzelne Theilchen und Theile in meinen Händen. Einschliesslich des Endes (Sprossen), das ich dem Museum in Jena als dessen Eigenthum zurückgegeben habe, wurden 1881 von 11 verschiedenen Sprossen mehr oder minder ansehnliche Theile gefunden. Solcher Sprossen sind besonders dreierlei:

1. Runde, wie die Enden des Edelhirsches, (z. B. Taf. XXV, Fig. 7 dem Anschein nach der linken Stange angehörig, und vermuthlich ursprünglich über 25 Centimeter lang).

2. Elliptische, die beim Edelhirsch selten sind, allenfalls bei demselben als Mittelsprossen auftreten, z. B. Taf. XXV, Fig. 8 (der Biegung nach zur linken Stange zuzurechnen; bei dem grossen Durchmesser vorn und der langsamen Abnahme der Stärke muss der Spross 40 Centimeter oder mehr Länge gehabt haben).

---

[1]) Als Seltenheiten seien erwähnt:

1. Ein etwas abgeriebenes und abgewittertes, doch im allgemeinen wohl erhaltenes Hintertheil des Schädels von *Cervus euryceros* aus dem Unstrutlehm von »Stangens Ecke« bei Artern. Die Hinterfläche des Schädels ist 190 Millimeter breit, 135 Millimeter hoch, die Rosenstöcke ragen seitlich 44 Millimeter über die daneben wie eingesenkt erscheinenden Scheitelbeine hervor und messen im Umfange 234, bezw. 240 Millimeter. Der Schädel wurde gesammelt vom Kgl. Salzamte zu Artern und seiner Zeit durch Herrn Bergrath Weissleder eingesandt.

2. Ein grösseres Stück der linken Geweihstange von *Cervus sp.* (wahrscheinlich *C. verticornis* Dawson), anscheinend aus Sand oder Kies von Kleinleinungen bei Sangerhausen. Das Stück wurde mit der Sammlung des Herrn Kaufmann Potzelt vom Provinzialmuseum für Alterthümer hierselbst erworben und vom akademischen mineralogischen Museum übernommen. Dicht über der kräftigen Rose nahm ein sehr stark abwärts gebogener, quer verbreiteter Augenspross (am Grunde 60 Millimeter breit, 25 Millimeter hoch) seinen Ursprung. Gleich über diesem Augenspross hat die Stange bei 240 Millimeter Umfang einen flach dreieckigen Querschnitt, während die von *C. euryceros* kreisrund ist. Nach oben hin nimmt die Stange mehr schaufelige Beschaffenheit an, ist aber beim zweiten Spross, der 215 Millimeter über dem Augenspross beginnt, abgebrochen.

3. Schaufeltheile, darunter das Stück Taf. XXV, Fig. 9, welches ebenfalls der linken Stange angehört haben muss, aber geringere Flächenausbreitung zeigt, als andere Bruchstücken sie andeuten. Breitschaufelige Beschaffenheit wie beim wohl ausgebildeten Damhirsch etc. ist kaum vorhanden gewesen, indess dürfte, wie bei jungen und selten bei ganz alten Damhirschen, und auch bei manchen Rennthieren etc., an manchen Stellen die Bildung kleiner Flachtheile eingetreten sein. — An der Hauptstange ist der Durchschnitt, wie es scheint, nirgends vollkommen kreisrund gewesen, sondern überall — abgesehen von den obersten Theilen (Fig. 9) — scheint eine ellipsoidische Form mit einer nach innen gewandten Flachseite und gewölbterer Aussenseite (Fig. 6 bei der Rose, höher wahrscheinlich noch mehr dreiseitig) herrschend gewesen zu sein.

Dem Berichte der Arbeiter nach war an der in ziemlich wohlerhaltener Beschaffenheit zuerst wahrgenommenen Stange ein Stück von der Länge und Dicke eines menschlichen Unterarmes ohne abgehendes Ende sichtbar gewesen.

An den Resten beider Stangen und mehrerer der Enden treten die bekannten unregelmässigen Längswülste und Rinnen auf, doch werden daran keine »Perlen« bemerkt. Die Rose war aber stark entwickelt und aus derben »Perlen« gebildet. Der Augenspross, an beiden Stangen ganz dicht über der Rose beginnend und bei seinem Ursprunge abwärts gekrümmt, gehörte zu den fast kreisförmigen Querschnitt darbietenden Sprossen.

Der Rosenstock war kurz und stark, was auf hohes Alter und grosse Stärke des Hirsches deutet. Die seitliche Fortsetzung der Rosenstöcke nach unten steht ansehnlich über der Fläche der Scheitelbeine hervor. Die Stirn war eine sehr breite. Zwischen Augenhöhle *a* und Schläfengrube *b* in Fig. 6 finden wir in dem erhaltenen Theile eine ziemlich scharfe Kante, während in dieser Gegend beim männlichen Edelhirsch wie auch beim Elenthier keine starke Kante sich entwickelt. Beim weiblichen Schädel findet sie sich bei beiden Hirscharten, vermöge der anderen Stellung des Auges beim geweihlosen Thier. Das Damwild und *C. euryceros* mit dem weit vorn liegenden Auge zeigen sie gleichfalls, während sie dem Ren fehlt.

Die grosse Dicke der Hirnschale (neben der Augenhöhle 15 Millimeter, weiter gegen die Mitte der Stirn bis 20 Millimeter) ist sowohl bei dem abgebildeten Stücke Fig. 6 als bei dem schlechter erhaltenen, rechten Rosenstocke sehr auffällig.

Von den Bruchstücken des Schädels unseres Hirsches übergehe ich ein lose gefundenes Felsenbein, erwähne nur der Maasse wegen den sehr grossen linken Occipitalcondylus [1]), glaube aber über das Fig. 5 in natürlicher Grösse von der unteren Seite her dargestellte Stück des verwachsenen Grundbeines und hinteren Keilbeines einige Bemerkungen machen zu sollen, weil ich überzeugt bin, dass die Geringschätzung, mit welcher Rütimeyer die an diesen Knochentheilen beobachteten Eigenthümlichkeiten behandelt, nicht eine verdiente ist. Dem Palaeontologen zumal möchte rathsam sein, diese und angrenzende Knochentheile zu beachten, welche nicht selten bei Zertrümmerung der Schädeldecke und der Gesichtstheile sich erhalten.

Die Knochengestaltung am Hinterhauptsgrundbein und hinteren Keilbein ändert sich allerdings wahrscheinlich fort und fort während der Lebenszeit eines jeden Einzelthieres, indem die Knochenbildung dort so lange fortgeht, als es die Bedürfnisse des Einzelnen erheischen. Diese wechseln aber besonders bei Geweih- und Hörnerträgern mit den Jahren; die Muskeln bedürfen meist im Laufe der Entwicklung kräftigerer Haftpunkte etc.

Geschlechtsunterschiede, Stammesverschiedenheiten und besondere Eigenschaften des Einzelwesens kommen mit in Betracht.

Indess erscheint bei Untersuchung grösserer Mengen von Schädeln doch die Veränderlichkeit nicht als eine unbegrenzte und willkürlich mannigfaltige; sie nimmt innerhalb der Art und der Artengruppe eine bestimmte Richtung; die mit der Kopfmusculatur in so engem Zusammenhang stehenden Erschei-

[1]) Vom Ende des unteren inneren Knochenkiels bis zur Ecke messen im Bogen die Condyli
beim Rippersröder Hirsche 53 Millimeter, *Euryceros* von Artern 52 Millimeter;
» » » 30 » » » » 35 »
bei einem sehr starken *Elaphus*, alluvial von Halle, 43 Millimeter,
» » » » » » » » 25 »
ist die geradlinige Entfernung vom grossen Foramen condyloideum bis zum Rande.

nungen am Schädelgrunde sind also wichtige Merkmale, auf die 1848 Turner [1]) mit Recht einging.

Das kleine Stück in Fig. 5 ist ein Theil des hinteren Keilbeins mit dem Vorderrande des eigentlichen Hinterhauptbeines. Vorn ist der Bruch an der schwachen Stelle im Türkensattel erfolgt nahe dem ursprünglichen Vorderende des hinteren Keilbeines. Die Länge dieses Stückes ist 52 Millimeter, die vordere Breite 32 Millimeter, die mittlere Breite des hinteren Stückes 58 Millimeter. Diese Maasse stimmen gut überein mit denen des entsprechenden Theiles der Schädelunterfläche des Arterner Riesenhirsches, übertreffen aber sehr weit die der stärksten Stücke von *C. elaphus*, die ich zu sehen Gelegenheit hatte, wobei zugleich bemerkbar ist, dass beim Edelhirsch jener Theil eine viel gestrecktere Gestalt hat, d. h. verhältnissmässig geringeren Unterschied der vorderen Breite von der hinteren auf so kurze Strecke zeigt. — Auch beim Elch, beim Ren, beim Reh, beim Axishirsch und beim virginischen Hirsche ist das hintere Keilbein gestreckter als bei *Euryceros* und dem Rippersröder Hirsche, während der Damhirsch dieselbe »herzförmige« Gestalt des betreffenden Theiles besitzt.

Beim Rippersröder Stücke sind die beiden Seiten des in Rede stehenden Grundkeilbein-Theiles durch eine tiefe breite Furche (6,5 Millimeter tief) von einander geschieden, welche dadurch entsteht, dass über der natürlichen Knochenunterfläche des »Schädelwirbelkörpers« sehr starke Muskelansatzhöcker aufsteigen.

Nach Untersuchung eines ziemlich reichen Materiales von Schädeln glaube ich zur Annahme berechtigt zu sein, dass beim Edelhirsch eine solche Rinne sich stets nur schwach (bis etwa 1 Millimeter tief) entwickelt, und zwar leichter noch beim Thier (weibl. Edelhirsch) als beim Hirsch, dessen Keilbeinkörper meist einen unteren Kiel als feine Leiste inmitten der Rinne bewahrt.

Stärker tritt der Kiel in der flachen Rinne beim Axishirsch hervor; bei den mir zugänglichen Elchschädeln ist der Kiel so bedeutend, dass derselbe allein bemerkt wird, während die

---

[1]) Proc. Zool. Soc. 1848, pag. 63 ff. bes. pag. 68.

Muskeln, wie bei manchen starken Edelhirschen, an flache Knochentheile statt an Höcker sich anhefteten.

Ein Schädel eines starken Wapiti, den Hr. Dr. HEYER aus Nordamerika mitgebracht hat, ist leider am Hinterhauptsbein (durch Beilschläge) verstümmelt, doch ist eine viel bedeutendere Rinne als bei irgend einer der vorgenannten Arten zwischen den Muskelhöckern des hinteren Keilbeines noch nachweisbar.

Der Arterner Riesenhirsch ist auf der Unterfläche des Keilbeines etwas beschädigt (abgescheuert), doch ist erkennbar, dass eine kräftige Rinne vorhanden war.

Mehrere Damhirschschädel zeigen die verhältnissmässig sehr starke Ausbildung einer 3—5 Millimeter tiefen Rinne. Diese Gestaltung verknüpft sich also wohl mit dem umgekehrt »herzförmigen« Umrisse des Knochentheiles.

Die Muskelhaftstellen an jenem Theile des Schädels, besonders die etwaigen Höcker sind bei Hirscharten stets quer zur Schädelaxe gestellt, und mehr oder minder halbmond- oder hufeisenförmig mit nach vorn gewandtem, hinterwärts geöffnetem Bogen.

Auch in dieser Beziehung gleicht der Bau des Giraffenschädels dem der Hirsche.

Bei Rindern und auch bei *Ovibos moschatus* sind die Muskelhaftstellen als kräftige Längswülste entwickelt, zwischen denen die Rinne bei zwei diluvialen Wisenten (*Bison priscus* von Taubach aus Travertin und von Rabuz bei Halle, bez. Schkeuditz, aus grauem plastischem Thon unter dem Geschiebelehm) 12—17 Millimeter tief gefunden wurde. Beim diluvialen *Ovibos moschatus* von Bedra bei Merseburg misst sie nur 4 Millimeter Tiefe.

Schafe etc. haben bekanntlich [1]) an ganz anderer Stelle quergestellte Muskelhöcker; ebenso verhalten sich Ziegen und viele Antilopen, während einzelne von Letzteren eine mehr hirschähnliche Bildung des Keilbeins zeigen.

Von Kameelen und Llama haben mir Schädel junger Thiere vorgelegen; soweit diese eine Beobachtung zuliessen, schliessen

---

[1]) TURNER, Proceedings Lond. Zool. Soc. 1848, p. 68.

sich dieselben durch ein schmaleres, mehr geradgestrecktes Keilbein mehr den Schweinen an.

Unser Grundkeilbein Fig. 5 giebt noch zu einer Bemerkung Anlass. Neben den Muskelhöckern, welche natürlich bei der Betrachtung von der Seite her einen nach unten hin gespannten Bogen, oder einen nach oben offenen, stumpfen Winkel bilden, ist auch am Grunde der Rinne eine, wenn auch schwächere Abweichung von der geraden Linie erkennbar und zwar beträgt dieser Winkel, auf der Mitte der Knochenunterfläche gemessen, 187°.

Wir erkennen an jungen Schädeln von Wiederkäuern leicht den Grund dieser Winkelbildung: die untere Mittellinie des Hinterhaupt-Grundbeines findet in der des hinteren Keilbeines keine geradlinige Fortsetzung; die beiden Knochen stossen im Winkel an einander, bilden gewissermaassen zusammen einen Strebebogen, der zum Tragen der Last des Hauptes hilft. — Man kann in unserem Falle auch sagen, das hintere Keilbein steige mit seiner Grundlinie um 7° gegen die Grundlinie des Grundbeines an.

Diese Strebebogen-Bildung, oder das »Ansteigen des Keilbeines« erscheint im Allgemeinen am Häufigsten und Stärksten bei Rindern. Ich finde im Ganzen bei Antilopen und Schafen nur schwaches Ansteigen, oder scheinbar geradliniges Erstrecken der beiden verwachsenen Knochen; eine Anzahl Messungen sei hier angeführt:

Keilbein-Ansteigen bei *Cervus elaphus* fem. (mehrere Schädel) 0°,
Cervus elaphus mas. (starker alluv. Hirsch von Halle) 4°.
Bos grunniens fem., hornlos (landw. Inst. Halle) 11°.
Bos frontalis oder *gaurus*, jung, Wild erlegt (landw. Inst. Halle. Coll. Riebeck) 12°.
Bos frontalis mas., zahm (landw. Institut Halle) 18°.
Bos frontalis mas., wild v. Dalakmai (landw. Inst. Halle. Coll. Riebeck) 19°.
Bos frontalis fem., zahm (landw. Institut Halle) 23°.

Keilbein-Ansteigen bei *Bos taurus*, aus Alluvium in Halle (zahm?) 25°.

Bos (Bison) europaeus (landw. Inst. Halle) 26°.

Bos primigenius (trochoceros) aus Mainthal-Lehm bei Schweinfurt 26°.

Bos priscus (Bison priscus), Diluvium mit Rhinoceros *Merckii* u. *Elephas antiquus* v. Taubach 27°.

Bos priscus (Bison priscus), Diluv. unter Geschiebelehm, mit *Rhinoceros Merckii* von Rabuz bei Gröbers 27°.

Bos grunniens, starker Stier (landw. Inst. Halle) 29°.

Bos Bubalus, mas., zahm (landw. Institut Halle) 31°.

Ovibos moschatus, Diluv. Bedra bei Merseburg ca. 40°.

Bos taurus, ein Apisschädel aus ägyptischen Pyramiden (landw. Inst. Halle) ca. 51°.

Ueber die abwärts gerichtete Biegung des vorderen Keilbeines der Hirsche etc., welche mit der von Rütimeyer betonten »Knickung der Schädelaxe« und der tiefen Stellung der Gesichtsknochen, der Riechorgane etc. in Verbindung steht, haben wir bei unseren Stücken nicht Veranlassung, zu reden.

Eigenthümlich, für das Hirschgeschlecht bezeichnend, und zugleich Unterschiede gegen den Bau der mir zugänglichen Edelhirschschädel darbietend, erscheint noch die auffallende Verdünnung des Knochens am sogenannten Türkensattel und die besondere Gestaltung der Rinnen neben den Ansatzpunkten der dünnen Knochenblätter der Flügelbeine. Doch würde eine nähere Beschreibung dieser Theile hier allzulang werden.

Schmerzlich bedauere ich, dass nicht ein einziger Zahn des Rippersröder Hirsches erhalten ist.

Von den sonst bei der Schule in Rippersroda gefundenen Knochen könnten ihm ziemlich scharf gekielte Körper von Rücken-

wirbeln (mit Gelenkflächen für Rippen) angehören, an denen leider Fortsätze fehlen, und die keine weitere Angabe als die der Länge, 50 Millimeter, gestatten. Ein solches Wirbelstück (1864 gefunden) befindet sich nach meinen Aufzeichnungen im Herz. Museum zu Gotha, ein anderes, 1881 ausgegrabenes, in meiner Hand.

Hiernach ist unser pliocäner Hirsch, nach den erhaltenen Resten zu urtheilen, etwas grösser als der Edelhirsch gewesen. Er scheint in manchen Verhältnissen (Knochenstärke, Stärke und Gestalt des Grundkeilbeines, Stirnbreite) den Maassen des *Cervus euryceros* (oder eines ungewöhnlich riesenhaft gedachten Damhirsches) nahe gestanden zu haben.

Was vom Geweih vorhanden ist, bezeugt indess eine nur mässig entwickelte Schaufelbildung, und da es ein kräftiger, alter Hirsch war, so ist von einer specifischen Zugehörigkeit zu *C. euryceros* ebenso wenig die Rede wie von der zu *C. elaphus*.

Alces ist ausgeschlossen, weil ein ausgezeichneter starker Augenspross vorhanden war. Beim Damhirsch kommen in dem dritten bis vierten Jahre und zuweilen auch im höchsten Alter Geweihformen [1]) vor, wie sie unser Hirsch getragen haben mag.

Daher ist es wohl nicht ungerechtfertigt, dass wir uns den pliocänen Hirsch mit umgekehrt herzförmigem, rinnenartig zwischen den Muskelhöckern ausgetieften Grundkeilbein als einen Damhirsch denken, der bei bedeutender Körpergrösse im Geweih dem Jugendzustande der heutigen Art am meisten glich; und es kann diese Thierform des Endes der Tertiärzeit vielleicht zur Ahnenreihe des Riesenhirsches sowohl als des heutigen Damwildes gehört haben.

Ob die Form einer schon beschriebenen Pliocänart einzureihen ist, bleibt zweifelhaft. Croizet et Jobert ainé bilden in dem »Lied ohne Worte«: Cerfs fossiles de la montagne de Perrier et de Malbatu« ein Geweihstück auf Tab. XI, Fig. 1 ab, das hierher gehören könnte, freilich ebenso gut auch einer dem Riesenhirsch noch näher stehenden Art.

---

[1]) Cuvier's Abbildungen: Recherches sur les ossements fossiles, 4. Bd., Taf. 3, Fig. 25 und 33, von Damhirschgeweihen sind sehr ähnlich denen, die wir erhalten, wenn wir die Fundstücke ungefähr zusammen zu ordnen suchen.

Sollte unsere Vermuthung von der Natur des Rippersröder Hirsches durch neue Funde sich bestätigen lassen und die Selbständigkeit der Art besser beweisbar sein als bis jetzt, so wird diese Form den Namen des ausgezeichneten Waidmannes tragen dürfen, der das Land regiert, wo unser Fund gemacht wurde; er wird dem Herzoge Ernst von Sachsen-Coburg-Gotha zu Ehren *Cervus Ernesti* heissen können.

Bos sp.

Im Herzoglichen Museum zu Gotha befinden sich von der Gürtler'schen Aufsammlung her mehrere Wiederkäuerreste, die der Maasse und Formen halber besser auf ein Rind als auf einen Hirsch passen.

Dahin gehören: 1) ein Rückenwirbelkörper, unten scharf gekielt, dessen Länge von 67 Millimeter gegenüber der von 50 Millimeter der dem Hirsche zuzuschreibenden Rückenwirbel so verschieden ist, dass beide, weil demselben Körpertheil angehörend, nothwendig gesondert werden müssen.

2) Die untere Rolle des linken Humerus (nach meiner Bleistiftskizze als linker Oberarm erkennbar). Diese Rolle hat eine Breite von 80 Millimeter — bei Elchen messe ich 70—73 Millimeter, beim Rothhirsch 50—54 Millimeter, beim Ren 40—42 Millimeter. Die grossen Wisente unserer Diluvialablagerungen (Taubach, Rabuz etc.) haben Humerus-Rollen von 100 und mehr Millimeter Breite, doch sind die von anderen Rinderarten, namentlich *B. Taurus*, kleiner, meist zwischen 75 und 90 Millimeter breit. Auch meine ich, dass die Rollenform im Einzelnen nach meiner Skizze noch ähnlicher der von Rindern als der von Hirscharten ist.

3) Ein [1]) Stück des Metatarsale, am unteren Gelenke beschädigt, sehr deutlich durch den mitten hindurchgehenden Gefässcanal, ist 65 Millimeter breit, 34 Millimeter dick, es übertrifft also um 15—20 Millimeter die Breite und um 7—10 Millimeter die Dicke des entsprechenden Stückes bei kräftigen Elchen, die selbst

[1]) Ein zweites Stück gehört offenbar demselben Thiere an.

beträchtlich umfangreichere Mittelfuss-Kanonenbeine haben, als andere lebende Hirscharten Europas. Die Entwickelung des genannten Gefässloches sowohl als die Grösse stimmen gut mit den bei mehreren Rinderarten erkennbaren Verhältnissen.

4) Unter den 1881 gefundenen Knochen sind zahlreiche Stücke von einem rechten Schulterblatte. Die Gelenkgrube und der Rabenschnabel-Fortsatz sind leidlich erhalten. (Taf. XXVI, Fig. 1.)

Erstere ist 65 Millimeter hoch, 78 Millimeter lang.

Dieselbe Gelenkfläche ist bei

Cervus alces	55 Millimeter	hoch,	55 Millimeter	lang	(fast kreisrund)
Cervus elaphus	45 »	»	42 »	»	
Cervus tarandus	39 »	»	29 »	»	

Der Coracoidfortsatz des fossilen Stückes ist fast 20 Millimeter hoch, vorn in der Mitte deutlich abgeflacht und von der Ebene des Umkreises des grössten Theiles der Gelenkfläche 13 Millimeter entfernt (bei *C. Alces* kaum 9—10 Millimeter).

Der Rand der Gelenkfläche zerfällt beim Rippersröder Stücke in einen grossen, inneren unteren und einen kleineren, äusseren vorderen Bogen. Diese Sonderung ist bei keiner Hirschart, wohl aber bei sämmtlichen Rindern deutlich, deren Körperbeschaffenheit auch die Grösse der Gelenkfläche entspricht. Nicht minder deuten die an der Gräte erkennbaren Verhältnisse und die Anwesenheit besonderer Längswülste an manchen Flachtheilen auf Zugehörigkeit zu den Rindern.

Von der Grösse wie von der Form des Schulterblattes unseres diluvialen Wisent von Taubach bleibt immerhin das Rippersröder Schulterblatt noch ziemlich entfernt, es schliesst sich näher dem des Hausrindes und Ures an.

Alle Reste, 1—4, und einige andere Stücken, darunter eine Oberschenkelgelenkkugel, deuten auf die Anwesenheit eines seiner Grösse nach dem Urstiere ähnlicher, als dem diluvialen Wisent gestalteten Rindes in unserem Pliocän; zur genauen Artbestimmung genügen die bisherigen Funde nicht.

Nagethier.

In der Braunkohle mit flachgepressten Hölzern etc., welche der Schieferkohle von Utznach, Dürnten etc. im Aussehen ähnelt, fand sich auf der Höhe des Rippersröder Kirchberges der Rest eines Nagethier-Schneidezahns, dessen Umriss Taf. XXV, Fig. 10 wiedergiebt. Nur der Schmelz des Zahnes hat sich erhalten, der dem Oberkiefer eines Thieres von geringerer Grösse angehört hat, als unsere *Arvicola*-Arten etc.

Anodonta sp.

In grauem, nicht plastischem, Mergel fanden sich 1881 in einem der Versuchsschächte viele, meist zerbrochene Muschel- und Schneckenschalen. Häufig ist eine grosse, ziemlich stark gewölbte *Anodonta* gewesen, deren Schalenbruchstücke, 80 : 60 Millimeter messend, andeuten, dass die Gesammtlänge kaum unter 150, die Gesammthöhe mindestens 100 Millimeter erreicht hat. Ein ganz junges Exemplar wurde im Umriss nach dem nur wenig verdrückten Original gezeichnet (Taf. XXV, Fig. 2) um anzudeuten, dass der Wirbel in ungefähr $^1/_3$ der Länge lag. — Bei den grossen, ausgewachsenen Stücken wurde die Schale 1—1,5 Millimeter dick und an den Abdrücken der Aussenseite sieht man ausser den etwas faltigen Zuwachsstreifen Spuren feiner ausstrahlender, aber unterbrochener und etwas unregelmässiger Erhabenheiten. Die seerscheinen im Abdruck wie feine, eingeritzte Linien. Auch an Abdrücken der Innenfläche ist eine Andeutung strahligen Schalengefüges sichtbar. — Zu genauer Bestimmung reicht das Material nicht aus, weil kein einziges Stück wirklich wohlerhalten ist. —

Limneus sp.

(Taf. XXV, Fig. 12.)

Unter den Schnecken sind mehrere Stücke eines fast kugeligen, an Naticaarten in der Gestalt erinnernden *Limneus* mit etwas umgebogenem Aussenrande der Mündung, einem Durchmesser von 8—10 Millimeter, und zarter Zuwachsstreifung der dünnen

Schale bemerkenswerth. Leider zeigt kein Stück die Unterseite mit Spindel etc.

Ob die Thüringer Pliocänform zu *Limneus velutinus* Desh. oder besser zu den kugeligen Abarten des *Limneus auricularius* L. zu stellen, ist nicht ersichtlich, eine eigentliche Bestimmung überhaupt noch unausführbar.

Valvata cf. naticina Menke.

Mehrere Bruchstücke scheinen dieser weit verbreiteten Art anzugehören.

Pflanzenreste.

Eine eingehende Beschreibung der bei Rippersroda gefundenen Pflanzenreste würde mich bei dem geringen Materiale an vergleichbaren Früchten und Fruchtständen lebender Pflanzen nöthigen, eine grosse Anzahl »Carpolithen« zu benennen. Von Blättern habe ich viel weniger Formen sammeln können, als ich wünschte; einige Holztheile fehlen nicht, haben aber durch die Zusammenpressung sehr gelitten, so dass das mikroskopische Studium sehr erschwert ist.

Ich beschränke mich in Folge dessen auf Besprechung einiger weniger Formen, die für die Schichten bezeichnend erscheinen.

Chara Zoberbieri Fr.

(Taf. XXVI, Fig. 2—5.)

Im Schnecken führenden Mergel sind weisse, verkalkte, innen hohle Gyrogoniten nicht ganz selten. Die häufigste, gut bestimmbare Form hat kleine fast kugelige Früchte von 0,62—0,65 Millimeter Länge, 0,55—0,56 Millimeter Breite. Die zusammengerollten 5 Valven gehen je $1^1/_2$ mal um die Spore, so dass man von aussen 8 Rippen sieht, die der Verbindung je zweier, mit erhöhten Rändern an einander stossenden (also aussen ausgehöhlten) Spiral-Schalen entsprechen. Zwischen je zweien der Spiralbänder wird die feine Trennungslinie unter dem Mikroskop sichtbar. Die Coronula scheint auf einer kreisrunden, von innen sichtbar werdenden Scheibe gestanden zu haben.

Aehnliche, doch kleinere und viel mehr längliche Gyrogoniten hat Unger aus der Brennberger Braunkohle bei Oedenburg als *Chara Sadleri* beschrieben. Iconographie S. 9, Tab. 2, Fig. 7—9 = Wiener Akad. Denkschr. IV, 1852, S. 81, Tab. 25, Fig. 7—9.

Eine zweite *Chara*-Art, deren Spiralbänder wenigstens je 3 mal um die Spore herumgingen, die also ca. 16 Ringe von der Seite gesehen zeigt, liegt mit der ersten zusammen, deren Grösse sie etwas übertrifft. Wohlerhaltene Stücken fehlen aber noch, man sieht gewöhnlich mitten durch gebrochene.

Picea Heisseana Fr.

(Taf. XXVI, Fig. 6—12.)

In der Braunkohle von der Höhe über dem Kirchberge kommen Partieen vor, welche nur aus Fichtennadeln mit wenigen eingemengten Kohlentheilen bestehen, ähnlich den Nadelanhäufungen an manchen Stellen des Bodens dichter Wälder.

Die einzelnen Nadeln erreichen selten mehr als 12 Millimeter Länge, sind etwa 1 Millimeter breit, und erscheinen meist flach, obwohl sie deutlich vierkantige Beschaffenheit besessen haben. Das untere, einst angewachsene Ende ist abgestutzt, das obere endet mit einer stumpfen, öfter rundlichen Spitze. Viele der Nadeln sind gekrümmt, bald mehr bald weniger.

In derselben Braunkohle fanden sich zwei Zapfen; ein kleinerer 33 Millimeter langer, 15 Millimeter breiter, der — (auch nach der Beschaffenheit des Abdruckes) — vollständig ist bis auf ein paar am Grunde abgebrochene Schuppen, und ein grösserer, 20 Millimeter breiter, von welchem offenbar ein unteres Stück fehlt. Nach dem Abdrucke aber zu schliessen, war dies nicht grösser als in Fig. 12 angedeutet ist.

Durch Zusammenpressung und durch bituminöse Substanz, welche gewissermaassen wie eine Oelfarbenschicht die Schuppen deckt und deren Begrenzungen undeutlich macht, ist die Untersuchung beider Stücken etwas erschwert.

Auf den ersten Blick meint man, das kleinere Stück habe viel zahlreichere schmalere und in steilerer Quincunx gestellte Zapfenschuppen als das grössere. Man kann sich aber davon

überzeugen, dass bei dem kleinen Stücke in Folge von Druck, der auf die Mitte mancher Schuppen wirkte, diese wie in vier Schuppen getheilt erscheinen, und dass beide Zapfen aus ziemlich breiten, in der Längsrichtung etwas gefältelten und gestreiften Schuppen gebildet werden, die nach oben einen, seiner Zartheit und Dünne wegen meist verletzten, rundlichen Rand besitzen. Auf der nach aussen gewandten Seite der aufgebrochenen Schuppen des grösseren Zapfens erkennt man wie glänzende Häutchen von zarter Beschaffenheit die Flügel der Samen. Diese Flügel hatten innen einen fast geraden, oben einen gerundeten, sanft nach aussen abfallenden Rand, während der Aussenrand wieder geradlinig nach dem Samen hin verläuft, aber fast so lang als der Innenrand ist. Der Samen selbst ist verhältnissmässig gross und erreichte 2 Millimeter Länge, ja etwas darüber, Samen und Flügel zusammen sind 11—12 Millimeter lang, der Flügel erreicht über 3 Millimeter Breite.

Wenn die Grösse der Zapfen dazu verführen möchte, darin Lärchenzapfen sehen zu wollen, so ist durch drei Merkmale diese Nadelholzgruppe ausgeschlossen: 1) es fehlen die Unterschuppen (Bracteen). 2) der Flügel hat nicht die (einschliesslich des Samens) an ein gleichschenkeliges Dreieck erinnernde Gestalt, die wir bei *Larix europaea* (Fig. 13) finden, sondern eine »Kolbenform« wie sie *Picea*-Arten zukommt (Fig. 14 *Picea nigra* Ait.). 3) Der Zapfen (Fig. 11) ist nicht, wie Lärchenzapfen sammt einem Zweigtheil gebrochen, sondern an seinem Grunde.

Wir dürfen unsere Zapfen denen der nordamerikanischen *Picea nigra* Ait., den wesentlich grösseren der *Picea polita* [1]) Sieb. et Zuc. Japans und ähnlichen Formen am ehesten vergleichen, können dabei auch glauben, dass solche Fichten die Nadeln Fig. 6—10 trugen.

---

[1]) In dem Prachtwerke von Siebold und Zuccarini wie in Endlicher's *Synopsis Coniferarum* ist *P. polita* mit Zapfen von 4 bis 5 Zoll Länge, 2 Zoll Dicke (S. 122) beschrieben. Die Zapfen, welche ich aus dem Wörlitzer Park durch zuvorkommende Güte des Herrn Obergärtner Linke unter jenem Namen erhielt, sind ca. 60 Centimeter lang, 40 Millimeter breit, wenn die Schuppen offen sind, also verkümmert wohl in unserem Klima der Baum oder doch der Zapfen.

In treuer, dankbarster Erinnerung an den ausgezeichneten thüringer Forstmann, den verstorbenen Herrn Forstmeister HEISSE, nenne ich diese Pliocänfichte nach demselben.

Wahrscheinlich lebte damals auch noch eine zweite Fichtenart mit walzigen Zapfen und in dem frei hervorragenden Theil stark angeschwollenen Zapfenschuppen bei Rippersroda nach einem von Dr. POHLIG gesammelten, mit der Fundortsbezeichnung Rippersroda versehenen Endstücke des Zapfens zu schliessen, das zur Artbestimmung mir nicht genügt.

Phragmites cf. Oeningensis A. BRAUN.

(Taf. XXVI, Fig. 15.)

In der Braunkohle vom oberen Theile des Rippersröder Kirchberges sind Rhizome mit mehr oder minder von einander entfernt stehenden Knoten, von denen eine grössere oder kleinere Anzahl Wurzeln entspringen, ziemlich häufig (Taf. XXVI, Fig. 15). Auch kommen 2—4 Centimeter breite, vielnervige, nicht einmal in der Mitte mit einer Rippe versehene Schilfblätter oft darin vor.

Bei der Aehnlichkeit, welche zwischen *Phragmites Oeningensis* und *Phragmites communis* besteht, ist es besonders die Breite vieler der hierher gerechneten Blätter und mancher Rhizome, welche für Zurechnung zu der in jüngeren Tertiärgebilden bis zum Oberpliocän des Arnothals häufigen Art der Vorzeit spricht.

Corylus inflata LUDW.

(Taf. XXVI, Fig. 16.)

Die im Schneckenmergel beobachtete Haselnuss ist um ein geringes kleiner, sonst aber ganz übereinstimmend mit LUDWIG's Abbildung (Palaeontographica V, Taf. XXI, Fig. 7). Wir zählen die Form, deren eine Halbschale im innern und äussern Abdrucke erhalten ist, mit dem LUDWIG'schen Namen nur deshalb auf, weil HEER denselben auf eine Rippersröder Haselnuss angewandt hatte, und die Gleichheit mit *Corylus avellana* L. sich nicht durch eine halbe Nussschale beweisen lässt, wenn Blätter und andere Reste

fehlen, so wahrscheinlich auch diese Zugehörigkeit zur gewöhnlichen Art der Gegenwart ist.

Salix.

Die Blätter (Taf. XXVI, Fig. 17—23) gehören anscheinend alle zu Weidenarten, wofür sowohl die Form als die Nervatur, besonders das Auftreten von kleineren Seitennerven zwischen den grösseren spricht. Oft sind an verschiedenen Stellen eines und desselben Blattstückes die Nerven mit verschiedener Deutlichkeit erhalten. Die Blätter sind fast alle durchgebrochen, so dass nicht einmal Fig. 19 vollständig vorliegt. Gewisse Partieen der den Schieferkohlen ähnlichen Braunkohle sind ganz voll von Blättern, während solche anderwärts fehlen; im Thon und Mergel wurden dieselben vermisst, so auch in der leichteren torfartigen Kohle vom Schulhause in Rippersroda.

Fig. 17 mit kräftigem Hauptnerv, starken Seitennerven und deutlichstem Adernetz schliesst sich wohl an *Salix ambigua* Ehrh. und an die Sohlweiden an und vertritt anscheinend eine besondere Art, die nicht häufig gewesen zu sein scheint. Bewährt sich die Form als selbständig, so kann sie *Salix Schorri* genannt werden.

Die ganzrandigen, meist schmalen, gegen die Spitze hin zuweilen verbreiterten Blätter, von denen Fig. 18—23 Beispiele geben, bin ich, trotz mancher Verschiedenheiten derselben unter einander, geneigt, einer einzigen Art zuzurechnen. Abdrücke der Unterseite zeigen sehr deutliche Nervatur (Fig. 18), die allerdings nur selten in gleicher Klarheit auftritt, wie im Original dieser Zeichnung. Spitzwinkelig hervortretende, gegen ihr Ende hin dem Blattrande fast gleichlaufende Hauptseitennerven treten in Abständen von 1,5—3 — gewöhnlich 2 Millimeter — von einander aus dem Hauptnerv hervor; mitten zwischen ihnen erscheint in der Regel je ein untergeordneter Seitennerv. Die Nervillen stellen sich möglichst rechtwinkelig zu benachbarten Nerven oder zum Blattrande. Die Blätter scheinen sehr kurz gestielt bis halb sitzend gewesen zu sein. Am Blattrande treten bei einigen dieser schmalen Blätter an weit auseinander liegenden Stellen drüsenartige Anschwellungen auf, die man aber nicht an allen Stücken findet.

Diese Weide scheint die häufigste gewesen zu sein. Wenn sie wirklich eine neue Art ist, möge sie *Salix Zoberbieri* heissen; die Vergleichung mit den lebenden Weidenarten ausserdeutscher Gebiete konnte von mir leider nicht vollständig genug durchgeführt werden.

Fig. 23 mit dem ausgeschweift gezähnelten Rande der Rothweiden (*S. rubra* Huds.) ist zu genauer Bestimmung nicht vollkommen genug erhalten.

Ledum ?

(Taf. XXVI, Fig. 24, 25.)

Neben den Weidenblättern fanden sich einige andere angedeutet, meist in zu schlechter Erhaltung, um bestimmt zu werden. Nur eine Art davon hat eine grössere Zahl von Exemplaren geliefert. Diese Blätter waren schmal, fast linear, hatten verdickten, etwas umgebogenen Rand, stumpfes Ende und einen Stiel, der etwa dem sechsten Theil der Blattlänge entsprochen zu haben scheint (Gesammtlänge mit Stiel anscheinend 25—28 Millimeter, mittlere Breite 3—$3^1/_2$ Millimeter). Von anderen Nerven ausser dem Mittelnerv ist nichts zu sehen.

Nur vermuthungsweise rechnen wir die Blätter einer Art von *Ledum* zu, wagen aber noch nicht die völlig sichere Bestimmung, als *L. limnophilum* Unger, Sylloge III, 40, tb. 12, auszusprechen, welche Pflanze von Parschlug und Radoboj Heer auch von Rauschen im Samlande angiebt.

Trapa Heeri Fr. 1881.

Trapa natans bituberculata Heer, Fl. foss. du Portugal S. 37; besser auf der von Heer selbst geschriebenen Etikette *tuberculosa* genannt.

Die Wassernussfrüchte, welche 1881 in der torfähnlichen Braunkohle an der Schule bei Rippersroda in grosser Zahl gefunden wurden, sich auch in dem beim Trocknen weisslichen unreinen Thon über dieser Kohle häufig zeigen, habe ich in verschiedenen Vorträgen etc. unter dem Namen des grossen Palaeo-

phytologen, dem ich innige Dankbarkeit und Verehrung zolle, bezeichnet.

Die gegenüber der bekannten Wassernuss (*Trapa natans* L.) auffallend geringe Grösse, die Unterständigkeit des grössten Theils der Frucht, d. h. die sehr hohe Stellung aller vier Dornen, bezw. die verhältnissmässig geringe Höhenverschiedenheit der vier Dornen, vom Griffel oder vom Grunde der Frucht aus gemessen, die beständige Anwesenheit von vier Höckern, welche auf der Mitte zwischen je zwei der vier Kelchdornen etwas höher als diese stehen und gewissermaassen noch einen kleinen Höckerkranz zwischen dem der vier Dornen bilden, erschienen mir als genügende Merkmale zur specifischen Abtrennung von *Tr. natans*, neben der im Verhältniss zur Grösse ungemein starken Entwickelung der Widerhaken an den Dornspitzen.

Später wurde ich auf Heer's Angabe in der 1881 erschienenen Flore fossile du Portugal aufmerksam, dass er aus einer, auch *Elephas meridionalis* (*Nesti*) enthaltenden Ablagerung von Mealhada mehrere Wassernüsse erhalten habe, die »eine beachtenswerthe Abart von *Tr. natans* bilden«, weil die Frucht gegenüber der Hauptform viel kleiner sei, die vier Dornen dagegen etwas länger, stärker zugespitzt und fast gerade; auch besässe die Frucht vier Höcker, welche der lebenden Art fehlen oder an derselben wenig entwickelt sind.

Mit Heer selbst habe ich jedoch über diesen Gegenstand keinen Brief mehr gewechselt, wandte mich indess anfangs dieses Jahres an Herrn Dr. C. Schröter in Zürich, dem ich ein Stück Rippersröder Material einsandte, in welchem Trapafrüchte sich befinden mussten, um über das Verhältniss der Rippersröder zur portugiesischen Wassernuss womöglich Auskunft zu erhalten.

Dr. Schröter schreibt d. d. 15. März 1885: »Das zugesandte Stück enthält eine grössere Zahl gut erhaltene, allerdings stark zusammengedrückte Früchte, von denen eine sich vollständig herausschälen liess« (Taf. XXVI, Fig. 41a und b — Zeichnung von C. Schröter).

»Sie besitzt vier kleine, schwache Dornen, an deren einem sogar die nach rückwärts gerichteten Borsten noch deutlich zu

sehen sind, welcher Umstand darauf schliessen lässt, dass die *Trapa* am Orte ihrer Einschliessung gewachsen sei, denn die Stacheln gehen sehr leicht verloren. Auf dem von Kelchdorn zu Kelchdorn laufenden, etwas verdickten Kelchrande, der auch über die Basis der Dornen sich fortsetzt, lassen sich in der Mitte zwischen je zwei Kelchdornen scharf abgesetzte, halbkugelige Höckerchen erkennen. Auch der vierkantige Wulst um das obere Ende der Frucht, der die Oeffnung verschliessende Borstenkranz und die von der Mitte und den Rändern der Stacheln sowie von den vier Zwischenhöckern herablaufenden Rippen sind deutlich zu erkennen.

Die Dimensionen sind folgende:

Distanz der Enden der unteren Kelchdornen	17	Millimeter
» » » » oberen »	18	»
Höhe der Frucht	7	» [1])

»Von allen mir bekannten Trapaformen kommt unserer am nächsten die von HEER in den »Contributions à la flore fossile du Portugal« beschriebene *Trapa bituberculata*, die auch die vier charakteristischen Zwischenhöcker zeigt. (Abgebildet beifolgend [Taf. XXVI, Fig. 42] nach einem einzigen im Nachlasse HEER's von Herrn Director JÄGGI gefundenen Exemplar.)« . . . .

»Sie unterscheidet sich aber von unserer *Trapa* sehr wesentlich durch die viel stärkeren Kelchdornen oder, besser gesagt, durch das ganz andere Verhältniss zwischen Dornen und dem übrigen Körper der Frucht: Während bei der Thüringer *Trapa* die Distanz zwischen den gegenüberliegenden Dornenbasen das Vierfache der Dornenlänge beträgt, ist dieselbe Distanz bei der portugiesischen *Trapa* nur das Doppelte der Dornenlänge. In diesem Punkte nähert sich die portugiesische Form sehr einer recenten Form der *Trapa natans*, die in der Abhandlung von JÄGGI (Die Wassernuss und der Tribulus der Alten, Zürich 1884) auf der Tafel unter Figur 6a und 6b abgebildet ist. Es stammt diese Form aus dem Lago Muzzano bei Lugano und unterscheidet sich ganz constant von der Hauptform durch folgende Merkmale:

[1]) Die mittlere Höhe von 32 Früchten fand ich zu 10,6 Millimeter. K. v. F.

1. Zwischen den Kelchdornen sind stets vier, sehr deutlich abgesetzte Zwischenhöcker vorhanden, in welche die Commissuralnerven der Kelchröhre auslaufen.

2. Während bei der Hauptform die Commissuralnerven der Kelchröhre sich meist oben verzweigen, einen Ast in den benachbarten lateralen (oberen) und einen in den medianen (unteren) Kelchzipfel auslaufen lassen, laufen bei der Form des Lago Muzzano die Commissuralnerven immer unverzweigt in die Zwischenhöcker aus.«

»Herr Director Jäggi hat es in der eben erwähnten Schrift unterlassen, diese Form mit einem besonderen Namen zu belegen, will dies aber nachträglich, in Anbetracht ihrer ganz constanten Unterschiede von der Hauptform, doch thun, und nennt sie *Trapa natans* var. *Muzzanensis* Jäggi.«

»*Trapa bituberculata* Heer verbindet nun unsere pliocäne Thüringer *Trapa* in sofern mit dieser recenten Form, als sie in der Grösse die Mitte zwischen beiden hält.«

Thüringer *Trapa*, Distanz zwischen den oberen Kelchdornen . . . . 18 Millimeter[1])
Trapa bituberculata, Distanz zwischen den oberen Kelchdornen . . . . 25 »
Trapa natans var. *Muzzanensis*, Distanz zwischen den oberen Kelchdornen . . 35,6 »
(letztere Zahl Mittel aus 5 Messungen möglichst extremer Grössen).

»Durch dasselbe Merkmal, die Grösse, steht aber die Hauptform der *Trapa natans* (ohne die Zwischenhöcker) unserer Form ziemlich nahe: unter einer grossen Zahl von Trapafrüchten aus Ungarn fanden sich einige (völlig reife!), bei denen die Distanz der oberen Kelchdornen nur 20 Millimeter betrug.«

»Es scheint mir aber doch die so verschiedene relative Grösse der Dornen und die Ausbildung der vier Zwischenhöcker Grund

---

[1]) Im Mittel aus 60 Messungen (zwischen 8 und 25 Millimeter schwankend) sogar nur 15,5 Millimeter. (K. v. F.)

genug zur specifischen Abtrennung der Thüringer Frucht von *Trapa natans.*«

»Nach den bis jetzt vorhandenen Resten scheint sich also aus der kleinen, kurzdornigen und vierhöckerigen, pliocänen *Trapa Heeri* Fritsch sowohl die grössere langdornige und höckerlose *Trapa natans* als die grössere langdornige und vierhöckerige *Trapa natans* var. *Muzzanensis* herausgebildet zu haben. Das hohe Alter des Merkmales der vier Höcker spricht entschieden für die Selbständigkeit der Muzzanenser Varietät.«

Später übersandte mir Herr Prof. Schröter noch freundlichst die Jäggi'sche Schrift.

Herzliche Dankbarkeit veranlasst mich, ihrem ganzen Wortlaute nach diese Ausführungen des Züricher Fachgenossen hier aufzunehmen. Denselben habe ich nur einige Zusätze und z. Th. Berichtigungen hinzuzufügen, indem ich auf die Zeichnungen (Taf. XXVI, Fig. 20—40) verweise, welche möglichst verschiedene Ansichten darbieten.

Die Maasse unserer Thüringer Form wechseln sehr. In Fig. 39 und 40 sind zwar vielleicht noch unreife Früchte dargestellt, es liegen deren aber so zahlreiche von nur 10 bis 11 Millimeter Dornspitzenabstand vor, dass unmöglich nur die grösseren für reif gelten können.

Wie in der Grösse, so finden auch in anderen Dingen beträchtliche Wechsel statt, namentlich in verhältnissmässiger Länge und Stärke der Dornen. Fig. 36 stellt eine offenbar zweidornig [1])

[1]) Die Zweidornigkeit ist bei der Wassernuss in Mitteldeutschland häufig. Vergl. Jacobasch in den Mittheilungen des botanischen Vereines der Provinz Brandenburg XXVI, 1884, S. 64. Von 25 Wassernüssen in verschiedenen Stufen der Grösse bezw. Reife, welche die Herren Studirenden Breddin und Wolterstorff so freundlich waren, mir aus dem Pechauer See bei Magdeburg zu bringen, sind 22 Stück zweidornig (also der var. *Verbanensis* nahe stehend), nur drei aber haben einen der unteren (medianen) Dornen einigermaassen herausgetrieben, dieser dritte Dorn aber bleibt hinter den sonst allein vorhandenen oberen in der Stärke und Entwickelung. Der vierte Dorn fehlt allen. — Ob der seither verpflanzte Stock in dem Quellwasser, der einen neuen Standort gewähren soll, fortkommt und später zweidornige Nüsse liefert, bleibt abzuwarten. Die oberen Höcker sind in den Pechauer Stücken ganz schwach entwickelt. Die Dornen zeigen dieselbe Beschaffenheit und Grösse der Widerhaken wie die viel kleineren Rippersröder.

gewachsene Form dar, denn es ist keine Verletzung an der Frucht angedeutet, die an den beiden Dornen Widerhaken zeigt, und die Borsten am Oberende erkennen lässt. — Dass dagegen von reifen Früchten einzelne Kelchdornen gewaltsam fortkamen, zeigt Fig. 37: ein loser Dorn. Die zugehörige Wassernuss selbst hat wahrscheinlich etwelchem Thiere zur Nahrung gedient. Fig. 38 zeigt die dornige Nuss nur noch in Stücklein, während die Samenhülle das glänzend braune, concentrisch runzelige Häutchen dazwischen hinterlassen hat.

Bei der Zusammenpressung der Frucht sind verschiedene Merkmale ungleich stark verwischt worden, so sind die zu den Dornen und Höckern hinführenden Erhöhungen bald sehr stark (Fig. 39), bald unmerklich (Fig. 29).

Häufiger im hellen Thon über der Kohle als in diesem torfähnlichen Gestein selbst sind mir Wassernüsse begegnet, welche um die erhaltenen Kerne noch breitere Umrisse der Abdrücke zeigten (Fig. 30 und 31). Jene Früchte sind also mit der weichen, krautartigen Schale in den Schlamm begraben worden, d. h. ziemlich rasch, denn das Exocarp soll bald verwesen. Dass die Frucht selbst bald mehr, bald weniger eingeschrumpft ist, nachdem sie abgelagert war, geht aus den Zuständen der Widerhaken hervor. Zuweilen sind diese dem Stachel fest anliegend, bisweilen aber erscheinen sie wie gesträubt, fast senkrecht zur Axe des Dornes gestellt. Die Widerhaken treten gewöhnlich zu je 7 (selten 6 oder 8) an jeder Seite des Dornes auf, der vorderste ist der kürzeste, der sechste kann etwa 1 Millimeter Länge[1]) erreichen: vom vordersten bis zum sechsten findet gewöhnlich gleichmässiges Längswachsthum statt, die beiden hintersten (wenn 8 Borsten), oder der eine hinterste von 7 Widerhaken sind aber oft etwas schwächer als der sechste.

Zeigt uns der Vergleich von Fig. 32 mit Fig. 30 oder von 33 mit 31, dass die Grösse der Dornen — und damit auch deren Verhältniss zum eigentlichen Körper der Frucht ein brauchbares

[1]) Bei gleicher Entwicklung der Widerhaken von *Trapa natans* müssten diese nach dem Grössenverhältniss der Frucht 2—2,5 Millimeter messen.

Merkmal der Artbestimmung nicht liefert, so erscheint uns mehr dazu geeignet der Umstand, dass bei der Form der Jetztwelt gewöhnlich ein Dornenpaar tief unten, ein anderes sehr hoch oben steht, während bei der fossilen stets nahezu die Hälfte der Frucht tiefer liegt als die untersten Dornen.

Wir finden:

Mittlerer Abstand der oberen Dornen 15—15,5 Millimeter (aus 60 Messungen).

Mittlere Höhe der Frucht 10,6 Millimeter (aus 32 Messungen).

Mittlere Höhe der Frucht über der Stengelnarbe bis zum untern Zahn 4,7 Millimeter (aus 33 Messungen).

Mittelbreite der Früchte ohne Dornen 8,5 Millimeter (aus 80 Messungen).

Dornen, welche in verhältnissmässig gleicher Entfernung vom Stielende entspringen, finden sich unter den recenten Wassernüssen anscheinend nur bei der var. *conocarpa* Areskong aus Schweden, bei der der Dornenkranz auffallend tief liegt, während bei der pliocänen Art gerade die hohe Stellung desselben bezeichnend ist.

Aus unseren Abbildungen schon — besser noch aus der Vergleichung der hunderte von Rippersröder Wassernüssen mit der sorgfältigen Zeichnung (Taf. XXVI, Fig. 42) geht hervor, dass die portugiesische Form in den Kreis der Abarten der pliocänen Wassernuss hineinfällt, deren nahe Verwandtschaft mit der Spielart aus dem See von Muzzano unverkennbar ist.

Der »gedruckte« Namen »*Trapa natans* var. *bituberculata* Heer« erscheint, wie Prof. Schröter besonders hervorhebt, bei der Vierhöckerigkeit der Wassernüsse unrichtig; der nicht gedruckte Heer'sche Namen »*tuberculosa*« erscheint kaum als besser, jedenfalls nicht als kürzer als der seit 1881 von uns gebrauchte, der insofern doppelt berechtigt ist, als Heer sowohl der erste gewesen ist, der fossile Pflanzen von Rippersroda untersuchte, als auch der erste, der die pliocäne *Trapa* gekennzeichnet hat.

Die Ablagerung von Mealhada kann nicht viel jünger als die von Rippersroda sein, denn *Elephas meridionalis Nesti* wird von

vielen Orten als Zeitgenosse des *Mastodon arvernensis* genannt und hat diesen anscheinend nicht lange Zeit überlebt; es ist Ansichtssache, ob man die Grenzscheide zwischen Pliocän und Diluvium oder Quartär mitten in die Lebenszeit des *Elephas meridionalis* oder etwa an deren Schluss legen soll und will.

Daher erscheint, dass die fast gleichzeitig in Thüringen und in Portugal lebende Wassernussform darauf hindeutet, dass die Wassernüsse, welche heutigen Tages bis nach Schweden hin vorkommen, nicht erst nach der Diluvialzeit aus dem Süden einwanderten, sondern früher schon hier heimisch waren. Ist es nicht gerathen zu glauben, dass die Veränderungen innerhalb des Formenkreises der Wassernüsse ungefähr gleichzeitig und gleichartig in den verschiedenen Gegenden eintraten: dass die *Trapa Heeri* Südeuropas in die südeuropäische *Trapa natans* ebenso überging, als die nord- und mitteleuropäische *Trapa Heeri* in die bei uns noch lebende *Trapa natans*? Oder ist irgend ein Beweis da, dass *Trapa natans* nur an einem Orte aus einer älteren Trapaart hervorging und seither sich von solchem »einheitlichen Schöpfungspuncte« aus verbreitet hat?

Andere Früchte.

Einige besonders häufige Fruchtformen glaubte ich zum Zwecke der Wiedererkennung zeichnen zu sollen.

Taf. XXVI, Fig. 44 und 45 sind aus zwei Hohlschalen bestehende Fruchthüllen, vielleicht von einer Pappel stammend, obgleich Populus-Arten in dergleichen Schalen auf der Innenfläche Kiele zu besitzen pflegen.

Die sehr kleinen Früchtchen Taf. XXVI, Fig. 27 (vergrössert 27b) zeichnen sich durch gelbliche Färbung in der umgebenden Braunkohle aus.

Taf. XXVI, Fig. 28 erinnert ein wenig an Malvaceenfrüchte. Es zeigt sich eine flache Scheibe mit Eintiefung der Mitte jeder Fläche, oft auch mit der Andeutung einer ursprünglich hufeisenähnlichen Anordnung. An der Hälfte der einen äusseren Scheibenwand liegt mehr oder minder lose eine kahnförmige Hülle oder Halbscheide. Die Frucht kommt oft im Muschelmergel vor.

Taf. XXVI, Fig. 26 ist offenbar die von LUDWIG als *Cytisus raniculus* (Paläontogr. V, 103, Abb. 5, 21) beschriebene Frucht, ebenso offenbar aber kein *Cytisus*. Es kommen einzelliegende Böhnchen, oft auch ganze Haufen in der Braunkohle vor. Nicht selten sind die Böhnchen in der Mitte aufgesprungen, beide Schalen greifen dann eigenthümlich in einander, an die Ineinanderfügung von Muschelschalen durch das »Schloss« erinnernd.

Taf. XXVI, Fig. 43 wird durch die rauhe Oberflächenbeschaffenheit im Schneckenmergel öfters auffällig.

Möchte hiermit der Nachweis geführt sein, dass eine eifrige Durchforschung der pliocänen Gebilde, welche die kleineren und grösseren, den mitteldeutschen Gebirgen entströmenden Flüsse abgesetzt und veranlasst haben, noch erhebliche Bereicherung unserer Kenntnisse verheisst!

Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Königsberg i/Pr.

(Hierzu drei Tafeln XXVII XXVIIIa u. XXVIIIb.)

Nachdem die Glacialhypothese für das norddeutsche Diluvium von der Mehrzahl der Kenner desselben in ihren allgemeinen Grundzügen acceptirt ist, erscheint es als nothwendig, nunmehr specieller die Verhältnisse zu untersuchen, unter denen die einzelnen Schichten des Diluviums entstanden, und die Gesichtspunkte aufzustellen, nach denen sie parallelisirt, verglichen und unterschieden werden können. Rein praktisch-geognostische Fragen, wie z. B. die Trennung Oberen und Unteren Diluviums, können nur an der Hand der Theorie gelöst werden; und umgekehrt finden theoretische Erörterungen vielfach ihre beste Stütze in den Resultaten mühevoller Untersuchungen im Felde. Zweck der folgenden Seiten ist es, zu dem grossen Bau der Glacialhypothese einige bescheidene Beiträge zu liefern durch die Erörterung einzelner Punkte, die bisher vernachlässigt oder streitig waren, oder die abweichende Darstellung und Deutung erfuhren. Dem Arbeitsgebiete des Verfassers entsprechend sollen die praktischen Beläge und Beispiele hauptsächlich — doch nicht ausschliesslich — Ost- und Westpreussen entlehnt werden.

I. Beweise für die Vergletscherung Ost- und Westpreussens.

Die aus westlicheren Theilen Norddeutschlands als Beweise für Vergletscherung angeführten Thatsachen sind fast sämmtlich auch in unseren Provinzen nachgewiesen; es fehlen nur diejenigen, welche wegen der uns mangelnden Felsen fehlen müssen; dafür treten noch Thatsachen hinzu, welche anderwärts nicht in dieser Weise beobachtet sind und welche eine bisher offene Lücke der Beweisführung ausfüllen.

a) Geschiebemergel ist allgemein verbreitet mit der für Grundmoränen charakteristischen massig-klastischen Structur, durchweg ungeschichtet, nur selten bankartig abgesondert, welche Absonderung bekanntlich auch bei massig-krystallinischen Gesteinen vorkommt.

b) Geschliffene und geschrammte Geschiebe finden sich in dem ganzen Gebiet. Schliffflächen sind sowohl auf fremden nordischen Geschieben (Graniten, Amphiboliten etc., alten Sandsteinen, silurischen Kalken, devonischen Dolomiten) wie auf den, dem Untergrunde der Provinz und ihrer nächsten Umgebung entstammenden Geschieben von »harter Kreide« (Senon) beobachtet.

c) Alle Geschiebe sind, soweit erkennbar, von Norden bezw. Nordosten gekommen; solche von südlicher Herkunft sind nicht beobachtet, würden allerdings schwer als südlich zu erkennen sein.

d) Eigentliche Riesenkessel, d. h. kesselförmige Aushöhlungen kleineren Umfanges fehlen bis jetzt; dagegen sind die durch BERENDT und E. GEINITZ aus der Mark, Mecklenburg und Pommern beschriebenen »Kessel«, »Pfühle« oder »Sölle« auch bei uns allgemein verbreitet, stellenweise geschaart und von erheblicher Tiefe.

e) Riesengerölle, die nur durch sehr stark bewegtes Wasser abgerollt sein können, mithin vermuthlich zu der Ausstrudelung von Kesseln in Beziehung stehen, habe ich aus verschiedenen Gegenden Ost- und Westpreussens beschrieben[1]). VAN CALCKER hat dieselben auch bei Groningen aufgefunden[2]).

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, S. 421.
[2]) Ebenda 1884, S. 731.

f) Aeltere (vordiluviale) Schichten sind häufig steil aufgerichtet und in complicirten Formen mit dem Diluvium verbunden. Zaddach [1]) hat dafür mehrere Beispiele vom samländischen und westpreussischen Strande abgebildet, und ich selbst habe einige weitere Fälle aus der Bernsteinformation von Dirschkeim im Samland, Neudamm bei Königsberg und von Heilsberg in Ostpreussen publicirt [2]).

Die Phosphorit führende Glaukonitformation der Gegend von Danzig (die ich in einem andern Artikel zu beschreiben gedenke), zeigt gleichfalls starke Schichtenstörungen. So fallen bei Nenkau auf Section Danzig die mächtigen »schwarzen Letten« Berendt's, die ich als zur Glaukonitformation gehörig erkannte, ca. 70° nach Nord und streichen O.—W. gerade nach dem 2 Kilometer entfernten Schüddelkau, wo sie mit grauem, an silurischen Kalken reichem Geschiebemergel auf das Innigste förmlich durch einander geknetet sind.

Da, wo ich auf Section Dirschau »Grünsand mit Phosphoritbank« bei Klempin am Wege nach Uhlkau angegeben habe, sieht man Geschiebemergel nicht nur als Decke darüber, sondern auch als 2 Meter mächtigen Keil darunter; dass der Grünsand hier keine sogenannte »Scholle«, kein Riesengeschiebe, ergaben einige kleine Schürfe und Handbohrlöcher, welche ein zusammenhängendes und wohlgegliedertes glaukonitisches Schichtensystem von über 5 Meter Mächtigkeit auf 200 Meter Erstreckung nachwiesen. Das gleiche Schichtensystem fand ich im Vorjahre 1200 Meter südöstlich in einem Durchstiche der Eisenbahn Berent-Hohenstein (bei Kilom. 48) und auch dort oberflächlich mit Geschiebemergel unregelmässig verbunden. Auch die Braunkohlenformation bei Braunsberg steht, wie ältere Bohrungen ergeben, in einem complicirten Verband mit Diluvium und wird von letzterem stellenweise unterlagert. Ueberhaupt befindet sich die Mehrzahl der Tertiäraufschlüsse Ost- und Westpreussens, wie Berendt [3]) schon

[1]) Schriften d. physikal.-ökonom. Ges., Bd. VIII, S. 134—135, Taf. XII, und Bd. X, S. 21—25. Königsberg 1867 u. 1869.

[2]) Ebenda XVII, S. 106, Taf. III u. IV, S. 142, Fig. 7, S. 155, Fig. 9.

[3]) Berendt, Beitrag zur Lagerung und Verbreitung des Tertiärgebirges im Bereiche der Prov. Preussen. Abdr. aus Schriften d. physik.-ökonom. Ges. VIII, S. 1—12. Königsberg 1867.

1867 gezeigt hat, in gestörter Schichtenlage. Ein bezügliches Profil von Markehnen im Samlande hat derselbe neuerdings[1]) abgebildet. Hieraus folgt mithin: dass Schichtenstörungen von diluvialem (oder noch jüngerem) Alter in unserer Provinz allgemein verbreitet sind.

g) Aeltere Schichten sind in sich selbst zerbrochen, zerstückelt, zusammengeknetet und zu einer Art Reibungsbreccie umgewandelt. Das deutlichste Beispiel hierfür bietet die vom Verfasser 1879 aufgefundene Kreide von Prothen, Krapen und Kerschitten im ostpreussischen Kreise Pr.-Holland, nordöstlich der westpreussischen Stadt Christburg, Section Elbing der geologischen Karte der Provinz Preussen[2]). Dort verläuft conform der diluvialen Umrandung des Weichseldeltas, etwa 5—6 Kilometer südöstlich desselben, eine diluviale Rinne von etwa 20 Kilometer Länge. Das zwischen ihr und dem Delta liegende wellige Diluvialplateau erhebt sich bis 88 Meter Meereshöhe, mehr als 87 Meter über die benachbarten Theile des Deltas. Der höchste Kamm dieses Rückens wird durch einen 150 Meter breiten, $2^1/_2$ Kilometer langen Streifen weisser Kreide bezeichnet, der in der Richtung des erzgebirgischen Systems (N 63^0 O.) streicht, nur eine dünne Decke von Geschiebelehm zeigt und nur wenige Meter über die flache diluviale Umgebung emporragt.

Fig. 1.

Zwischen Krapen und Prothen.

Dort liegt zwischen Prothen und Krapen eine Grube, deren Grundriss (Fig. 1) 24 Meter lang (*CE*) und 15 Meter (*BD*) breit ist. An der Nordwestseite (bei *A*) ist Geschiebelehm (in der Zeichnung schräg schraffirt) aufgeschlossen; an den schwarz gezeichneten Stellen der Grubenböschung, wie in der Mitte der Grubensohle ist senone weisse Kreide mit zahllosen Einschlüssen »harter Kreide« zu sehen. Dass letzteres als Diluvialgeschiebe in Ost- und Westpreussen gemeines

[1]) Berendt und Jentzsch, Neuere Tiefbohrungen östlich der Weichsel. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1882, S. 340.

[2]) In kleinerem Maassstabe dargestellt in des Verfassers geol. Uebersichtskarte des Weichseldeltas, Schriften d. physikal.-ökonom. Ges. XXI, Taf. 1.

Fig. 2.

a = weisse Kreide, *b* = harte Kreide.
Prothen.

Gestein, ursprünglich Knollen in bestimmten Horizonten des in Ost- und Westpreussen über mindestens 300 Quadratmeilen zusammenhängend verbreiteten Senons bildet, ist nicht nur durch seine Petrefacten angedeutet, sondern auch durch 10 Bohrungen endgültig bewiesen (siehe Abschnitt II).

Hier, bei Prothen, jedoch haben die Stücke harter Kreide die Form scharfeckiger Fragmente; die ursprüngliche Knollenform ist nur ausnahmsweise an einzelnen kleinen Stellen noch erkennbar; alles ist, dem spröden Feuerstein nicht unähnlichen Material entsprechend, unregelmässig zerklüftet, und die Theilstücke sind weit von einander getrennt. Fig. 2 stellt dies Verhältniss in der 2 Meter hohen, 6 Meter langen Böschung *B C* dar; in Wirklichkeit ist die Zahl der Fragmente von harter Kreide viel grösser als in der Abbildung, welche eben nur die grössten derselben ihrer Lage nach veranschaulicht. Bei näherer Betrachtung sieht man deutlich, dass auch der weisse, völlig kreideähnliche Mergel ausschliesslich aus polygonalen Fragmenten zusammengesetzt ist — kurz, es liegt eine Reibungsbreccie vor, die völlig analog z. B. der vom Verfasser[1]) aus der Kreide von Lüneburg beschriebenen ist und mit der Bodenmoräne von Rüdersdorf[2]) und sächsischen Fundorten[3]) Verwandtschaft zeigt. Der bei *A* anstehende Geschiebelehm ist in seinem hangenden Theil ganz erfüllt mit Kreidefragmenten, was der nach der Glacialhypothese an solchen Stellen zu erwartenden Localmoräne völlig entspricht. Auch die kleineren Aufschlüsse der Kreide am Wege in Krapen zeigen die gleiche Breccienstructur.

h) Geht aus den Absätzen f und g hervor, dass die häufig auftretenden heftigen Störungen vordiluvialer Schichten wegen des

---

[1]) Schriften d. physikal.-ökonom. Ges. XVII, S. 107, Taf. IV.

[2]) Vergl. Wahnschaffe, Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1882, S. 219—227.

[3]) Credner, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, S. 95 ff.; Sauer, Berichte d. naturf. Ges. zu Leipzig 1881, S. 12—15, u. A.

innigen Verbandes derselben mit diluvialen Schichten erst in der Diluvialzeit (oder später?) erfolgt sein müssen, so zeigt sich weiter, dass dieselben nicht aus der Tiefe vertical wirkenden Kräften, sondern tangentialem relativ oberflächlichem Schub ihre Entstehung verdanken. Dies habe ich bereits 1876 [1]) an den oberflächlich stark gestörten, in der Tiefe regelmässig verlaufenden Tertiärschichten des samländischen Weststrandes gezeigt. Dasselbe Verhältniss scheint auch bei Markehnen im Samland obzuwalten. Denn während dort, wie sub f gezeigt, BERENDT Schichtenstörungen bis zu 20 Meter Tiefe erkannte [2]), habe ich [3]) nachgewiesen, dass dort die Schichten von 92—205 Meter Tiefe mit den im Untergrunde Königsbergs erbohrten in der Reihenfolge vollständig, in der Mächtigkeit so annähernd übereinstimmen, dass die Annahme stärkerer Dislocationen für diese tieferen Schichten ausgeschlossen ist. Freilich mag man einwerfen, dass die Entfernung beider Vergleichspunkte 28 Kilometer beträgt und eine zufällige Uebereinstimmung der Mächtigkeiten auch bei geneigter Schichtenlage nicht ausgeschlossen sei. Denn die Tiefbohrungen in der Stadt Königsberg (Taf. XXVIII b), welche an sieben Stellen Tertiär und Kreide unter der Diluvialdecke erreicht haben, alle sieben ergaben für die vordiluvialen Schichten höchstens an der Diluvialgrenze Abweichungen, die in dem localen Fehlen des Tertiärs bestehen; aber darunter verlaufen die Schichten regelmässig, wie ein Blick auf Taf. XXVIII b lehrt. Zwar sind auch in den Kreideschichten noch Oscillationen erkennbar, deren Erklärung weiter unten versucht werden soll, dieselben sind aber quantitativ wie qualitativ nicht entfernt zu vergleichen mit den mehr oberflächlichen, bei Diluvialcontact so sehr häufig beobachteten wirren Dislocationen. Auch die Kreide von Tilsit, in deren Nähe freilich keine oberflächlichen Schichtenstörungen beobachtet sind, zeigt horizontale Lagerung [4]).

[1]) JENTZSCH, Beiträge zur Kenntniss der Bernsteinformation. Schriften der physik.-ökonom. Ges. XVII, S. 106, Taf. III, IV.
[2]) BERENDT u. JENTZSCH, Tiefbohrungen. Dieses Jahrb. f. 1882, S. 339—340.
[3]) Ebenda, Tabelle S. 386.
[4]) BERENDT und JENTZSCH, Tiefbohrungen. Dieses Jahrbuch f. 1882, S. 366.

i) Wenn hiernach Schichtenstörungen zur Diluvialzeit (oder später) und durch tangentiale Kräfte hervorgebracht sind, so müssen wir sie auch in rein diluvialen Schichtencomplexen beobachten. Dies ist vielfach der Fall und seien dafür einige Beispiele mitgetheilt, welche das mechanische Verhalten der Massen während ihrer Dislocation beleuchten. Da wo die Chaussee von der Eisenbahnstation Altfelde nach Christburg aus der Ebene des Weichsel-Nogatdeltas in die diluviale Hügellandschaft tritt, liegt das Kirchdorf Posilge. Unmittelbar südlich davon, links am Wege nach Trankwitz, liegt ein isolirter Hügel, der durch eine an seinem Nordrande angelegte Sand- und Mergelgrube nahezu bis zum Gipfel aufgeschlossen ist; das dort 1878 von mir beobachtete Profil (Fig. 3) erklärt sich von selbst.

Fig. 3.

Auf eine mächtige Masse geschiebefreien Spathsandes *a* legt sich eine 1,0 — 1,5 Meter starke Bank gelbbraunen Geschiebemergels *b*, in welcher ich eine Klappe von Yoldia fand. An Geschieben enthält der Mergel sowohl Silur als Kreide, auch Belemniten etc.

Darauf liegt 0,1 — 0,3 Meter rother Thonmergel mit Kalkpuppen *c*, darüber ca. 6 Meter gelblicher Brockenmergel *d*, d. h. Fayencemergel, der — wohl unzweifelhaft gelegentlich der Schichtenstörung — durch und durch Breccienstructur angenommen hat, ganz entsprechend derjenigen der Kreide von Lüneburg und des Kreidemergels von Prothen.

Die Schichtengrenzen fallen 40⁰ nach SW.; ungefähr concordant (die Schichtengrenze *d* — *e* war theilweise verdeckt), legt sich darauf 2—3 Meter gelblicher Geschiebemergel *e*, welcher ein eigenthümliches Netzwerk eines rothen, der Schicht *c* gleichenden, Kalkpuppen führenden Thonmergels *f* enthält. Ein Theil desselben

ist im Detail Fig. 4 dargestellt, und lässt deutlich erkennen, dass ein Schwarm kleiner Verwerfungen hier auftritt, dass also die

Fig. 4.

festere, aber dünnere Bank *f* ganz andere Dislocationsformen angenommen hat, wie der minder compacte, aber mächtigere Fayencemergel *d*, bei welchem die Dislocationsarbeit sich hauptsächlich als innere Zerklüftung und Structuränderung manifestirt.

Aehnlich ausgebildete Fayencemergel oder Thonmergel finden sich vielorts in der Provinz, so sind sie, um nur ein Beispiel unter vielen anzuführen, auf Blatt Marienwerder — Specialaufnahme — von mir an mehreren Stellen beobachtet worden.

Wie verschieden Sand und Thon sich bei Schichtenstörungen verhalten, habe ich anderwärts[1]) an einem Profil von Succase bei Elbing gezeigt. Während thonähnliche Sedimente dort zu gewundenen Formen gepresst sind, nimmt der unmittelbar darüber liegende Sand an jenen Windungen nicht Theil, ist aber dafür von zahllosen Verwerfungsklüften durchtrümert. Es ist dies eine einfache Folge der abweichenden Cohäsionsverhältnisse beider Gebilde: Geschichteter Sand ist vergleichsweise starrer, vermag daher nicht so leicht den Windungen des Thones sich anzuschmiegen, dagegen bildet er leicht Gleitflächen, die zu Verwerfungsklüften werden. Letztere, durchweg mit geringer Sprunghöhe, sind eine sehr häufige Erscheinung in Sand- und Grandgruben. Nur bei-

[1]) Ueber Diatomeen führende Diluvialschichten Westpreussens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 172—173.

Fig. 5.

a = gröberer, b = feinerer Sand.
ds Dirschau.

spielshalber sei Fig. 5 eine solche Verdrückung aus einer dicht am Bahnhofe Dirschau liegenden Sandgrube hier abgebildet.

In welchen complicirten Windungen Diluvialthon aufgepresst werden kann, und dass auch Sand und Mergelsand unter Umständen an diesen Windungen Theil nimmt, hat bekanntlich für die Gegend von Potsdam LAUFER[1]) eingehend geschildert. Ebenda hat derselbe festgestellt, dass der Diluvialsand unter dem gestreiften Thon seine horizontale Lagerung bewahrt hat. In der Mark und in Ostpreussen ist letztere Erscheinung mithin, wie sub h gezeigt, gleichmässig beobachtet, und spricht deshalb hier wie dort gleichmässig für horizontale Wirkung oberflächlichen Druckes.

Dass fester, fetter Thon auch in grössere Schollen zerbrochen und dislocirt werden konnte, zeigt ein Profil (Fig. 6), welches ich 1878 in einer Sandgrube bei der Windmühle von Hansdorf, am südlichen Rande der Elbinger Höhe beobachtete. In der Sohle der Grube war dort auf 6 Meter Erstreckung eine parallel und oben begrenzte Platte von rothem, fettem Thonmergel angeschnitten, welche nahezu senkrecht stand, in der Böschung 1 Meter emporragte und dort scharfeckig abbrach. In derselben Grube waren noch zwei andere gleiche Thonschollen zu sehen, welche nicht vertical, sondern nahezu horizontal gebettet waren, aber gleichfalls absolut scharf und eckig gegen den Sand abschnitten. Eine vierte kleine Scholle, mit Kalkconcretionen, lag muldenartig oben auf. —

Fig. 6.

a = rother Thonmergel,
b = Unterdiluvialsand.
Hansdorf bei Elbing.

[1]) Die Lagerungsverhältnisse des Diluvialthonmergels von Werder u. Lehnin. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1881, S. 501—522, Taf. XIII—XV.

Sande verhalten sich in Bezug auf Plasticität um so thonähnlicher, je feinkörniger sie sind. Kommen feine Sande verschiedener Korngrösse mit Mergelsanden verbunden vor — ein sehr gewöhnlicher Fall — so kann durch geeigneten Druck ein völlig unregelmässig »flasriger, wolkenartiger« Verband entstehen, den ich z. B. auf Messtischblatt Mewe bei der Specialaufnahme 1884 an einem auf einer kleinen Anhöhe liegenden Gehöfte zwischen Königswalde und Gogolewo beobachtete.

Ein Gebiet relativ häufiger Schichtenstörungen schloss der Bau der Chaussee Mewe-Morroschin-Neukirch 1883 und 1884 auf, welches Verfasser gelegentlich der Aufnahme des Messtischblattes Mewe untersuchte und durch einige Handbohrungen noch weiter klarstellte. Gerade mitten zwischen Gogolewo und Dzierondzno durchschneidet die Chaussee ein Gebiet, welches auf der Karte als Oberdiluvialmergel über Unterdiluvialem Mergelsand bezeichnet wurde. Der mantelförmig die Terrainwellen überziehende Oberdiluvialmergel ist hier entkalkt und höchstens 1 Meter mächtig; feiner glaukonitischer Sand liegt gleichmässig darunter und ragt stellenweise bis zur Oberfläche; an der Grenze beider Schichten zieht sich mit grosser Constanz ein Band rothen, sehr fetten Thonmergels von 0,02 — 0,3 Meter Mächtigkeit hin. An einer Stelle wird dasselbe jedoch vom Oberdiluvialmergel durch 0,3 Meter Sand getrennt. Von hier nach Westen gehend, findet man am nächsten Einschnitt:

2,3 Meter Oberdiluvialmergel, unter dessen Geschieben besonders Phosphatknollen hervortreten,
0,5 Meter rothen, fetten Thonmergel,
1,7 Meter glaukonitischen Feinsand.

Trotz der gleichmässig anhaltenden Schichtenfolge treten schon hier Störungen insofern hervor, als der Thon mehrfach feine Schlieren apophysenartig in den darüber liegenden Mergel entsendet.

Im folgenden Einschnitt, genau nördlich des nächsten Hofes, sieht man dieselbe Schichtenfolge. Der Feinsand ist dort 2,2 Meter mächtig, enthält nahe seiner liegenden Grenze Thonlagen von

1—2 Millimeter Stärke und vermittelt dadurch einen Uebergang zu dem 2,5 Meter mächtigen gelbbraunen, ungeschichteten, magern Thonmergel, welcher in der Mitte des Einschnittes in die Böschung aufragt (Fig. 7). Hier sieht man also das Aufsteigen unterdiluvialer Schichten in der Mitte einer Terrainwelle und die mantelförmige Ueberlagerung desselben mit oberem Mergel.

Weiterhin in einer flachen Mulde tritt Thon und feiner Sand zu Tage. Im nächsten Einschnitt (Fig. 8) ist dieselbe Schichtenfolge, doch mit bedeutenden Störungen zu sehen. Unter der unteren Thonbank kommt ein typischer Geschiebemergel mit Phosphatknollen zum Vorschein, ist aber in der Weise zerrissen, wie unsere Abbildung zeigt. An der Bruchstelle ist der Sand ganz fein grandig, reich an Osteokollen, und enthält in der Nähe der Oberfläche zahlreiche nussgrosse Bruchstücke von Thonmergel. Auch steckt darin ungefähr senkrecht ein 0,05 Meter dickes Bänkchen rothen Thonmergels. Der Sand ist hier von zahllosen Verwerfungsspalten regellos zerklüftet, wenig westlich aber, noch über der Geschiebemergelklippe, regelmässig geschichtet, und conform der Grenzfläche nach Westen einfallend. Der westlichere Theil des Einschnittes zeigt als Product einseitigen Druckes bezw. schiebender Horizontalbewegung eine Thonapophyse. Die obere Thonbank ist fest und roth, die untere mild und gelblich; beide enthalten Kalkconcretionen.

Der folgende Einschnitt unter dem Heiligenbilde an der Weggabel zeigt ebenso deutliche Verwerfungen, deren Beschreibung durch das Bild Fig. 9 überflüssig gemacht wird. Obere und untere Thonbank berühren sich hier an einer der Sprungklüfte; wie dieselben aber durch ihr Hangendes bezw. Liegendes verschieden sind, so lassen sie sich auch petrographisch trennen, da auch hier, wie in den vorigen Einschnitten, die obere Bank roth und fett, die untere gelblich und mager ist. Beide Bänke enthalten Kalkconcretionen. Dass letztere nach der Schichtenstörung entstanden bezw. fortgebildet sind, geht daraus hervor, dass sie oberflächlich deutliche Abformungen der Verwerfungsklüfte zeigen, welche den Thon so reichlich durchsetzen, dass der Maassstab des Bildes zu ihrer Darstellung nicht ausreicht, und dass der untere Thon stellen-

Fig. 7.

Fig. 8.

Fig. 9.

weise den Charakter eines Brockenmergels annimmt[1]). Einen ganz ähnlich gestörten Verband von oberem und unterem Diluvialmergel mit zwischen gelagertem feinen Sand bemerkt man an der Chaussee westlich von Morroschin, $^1/_2$ Meile westlich der abgebildeten Profile.

Grossartig sind die Störungen in den Yoldiathonen bei Elbing. Doch sind dieselben so verwickelt und — trotz tiefgehender Aufschlüsse — ihr Studium durch moderne Verrutschung derart erschwert, dass ich hier, wo es nur auf die Schilderung völlig klarer und instructiver Fälle ankommt, auf ihre Schilderung verzichte, die ich mir für eine besondere Darstellung vorbehalte. Auffällig ist hier die vielfach steile, zum Theil fast senkrechte Stellung der parallel dem Haffufer streichenden Schichten, welche wahrscheinlich die Ursache dafür ist, dass der von Dörbeck normal zur Küstenlinie herabkommende Bach kurz vor Erreichung derselben links abbiegt und 1400 Meter weit fast parallel der Küste bis Steinort verläuft, wo er sich wieder wendet und normal zur Strandlinie in's Haff mündet, ein minimales Delta aufbauend. Das durch diesen Bach von der Elbinger Höhe abgeschnürte, aus aufgerichteten Diluvialschichten zusammengesetzte Joch hat eine durchschnittliche Breite von etwa 300 Meter.

Die Mehrzahl der bekannt gewordenen Diluvialdislocationen liegt in der Nähe der See, des frischen Haffs, an den Rändern grösserer Diluvialplateaus, oder doch mindestens an Terrainabschnitten. Fast will es scheinen, als seien die Störungen um

---

[1]) Für die allgemeine dynamische und geotektonische Geologie dürften diese Beispiele insofern nicht ohne Interesse sein, als in der durch Heim angeregten Discussion über die Plasticität tiefliegender Gesteine bei der Gebirgsbildung sich bekanntlich Gümbel, Stapff u. A. dafür ausgesprochen haben, dass bei krystallinischen Schiefern selbst in Fällen scheinbar ungetheilter Biegung dennoch Brüche und Verschiebungen der kleinsten Gesteinselemente stattgefunden haben. Und nun zeigt sich hier bei einem so jungen und so allgemein als plastisch anerkannten Gebilde, wie der Diluvialthon ist, die gleiche Erscheinung! Es ist dies im verkleinerten Maassstabe ein Abbild der sogenannten Mulden mesozoischer und tertiärer Sedimente westlich des Harzes, von denen v. Könen gezeigt hat, dass sie keineswegs im Zusammenhange gebogen, sondern vielfach gebrochen und nur durch die Combination zahlloser Verwerfungen zu scheinbaren Mulden gestaltet sind.

so zahlreicher und grossartiger, je höher und steiler die betr. Terrainstufe ist. Während im Binnenlande relativ gleichmässige Lagerung die Regel und Schichtenstörungen eine, wenn auch häufige Ausnahme bilden, wird am Strande die Ausnahme zur Regel und steile bis senkrechte Schichtenstellung etwas Gewöhnliches. Obwohl dies mit der Glacialhypothese vollkommen übereinstimmt, beweist es doch kaum etwas für dieselbe, da wohl fast jede denkbare Theorie das gleiche Verhältniss fordern müsste.

k) Reste arktischer Thiere sind in Ost- und Westpreussen wie im Diluvium anderer Länder Europas reichlich gefunden.

l) Meeressedimente finden sich als Einlagerung im Diluvium und beweisen, dass ein etwa von Norden sich heranwälzender Schlamm- oder Schuttstrom durch ein trennendes Meeresbecken hätte aufgehalten werden müssen.

Die Absätze a bis l ergeben, kurz zusammengefasst, folgendes Resultat, dessen Schlussfolgerungen, wie wir hoffen, als consequent anerkannt werden möchten:

Das norddeutsche Diluvium ist durch ein Medium abgelagert worden, welches vermochte, Steine bis zu mehreren Kubikmetern Grösse 100 und mehr Meilen weit zu transportiren (c); welches die Steine so fest packte, dass sie Schliffflächen annehmen konnten (b); welches die Kraft besass, Schichten aufzurichten (f); zu zerbrechen (g); die Bruchstücke aus weit entlegenen Ländern mit einander zu einer Reibungsbreccie, dem Geschiebemergel (a) zu verbinden; ein Medium, welches nach Ablagerung mehrere Hundert Fuss mächtiger diluvialer Schichtencomplexe in gleicher Weise fortwirkte (i), welches aber die tieferen Schichten intact liess (h), ein Medium, welches die Fähigkeit besass, sich über weite Ländergebiete und trennende Meeresbecken (l) zu bewegen und vollständig wieder zu verschwinden, ohne Strandlinien zurückzulassen.

Wir kennen nur ein Medium, welches diese Fähigkeit besitzt, und das ist Eis. Wenn dann noch der arktische Charakter der Flora und Fauna (k) die Anwesenheit von Eis bestätigt, und Strudellöcher (d) und Riesengerölle (e) dadurch eine einfache Er-

klärung finden; wenn endlich die Verbreitung des Geschiebemergels und der aufgezählten Frictionserscheinungen eine so allgemeine und im Grossen Ganzen gleichmässige ist, dass die Entstehung derselben durch die strandenden Eisberge der Drifthypothese ausgeschlossen ist, gegen deren unmodificirte Zulassung übrigens schon das Fehlen der Strandlinien spricht — wenn alle diese Gründe vereint gewogen werden, sollte man meinen, dass die Glacialhypothese wohl als bewiesen gelten dürfte.

II. Das Profil des Pregelthales in Königsberg.

In Folgendem soll versucht werden, vom Bau des Diluviums in Königsberg ein zusammenhängendes Bild zu entwerfen, welches gestattet, einige wohl allgemeiner giltige Verhältnisse des Diluviums zu erkennen. Dasselbe basirt auf einer grösseren Zahl von Bohrungen, die zumeist zum Zwecke der Wassererschliessung ausgeführt wurden, und deren Bohrproben — mit einziger Ausnahme der Bohrung 20 — im Provinzialmuseum der Physikal.-Oekonom. Gesellschaft aufbewahrt werden und mit Ausnahme der No. 2 und 3, welche Prof. Berendt untersuchte, durch mich bestimmt worden sind. Weggelassen habe ich diejenigen, deren Proben wegen mangelhafter Conservirung nur unsicher zu deuten gewesen wären, sowie diejenigen, welche nur wenige Meter in das Diluvium eindrangen, mithin u. a. die Mehrzahl der in dem 20 Meter mächtigen Alluvium des Pregels angesetzten Bohrungen, über welche Schumann[1]) und Verfasser[2]) Mittheilungen gegeben haben. Aus Schumann's sehr verdienstlicher Arbeit sind deshalb nur 3 Profile für den vorliegenden Zweck benutzt worden. Die Lage der Stadt ist aus dem Kärtchen Taf. XXVIII a zu ersehen[3]), auf welchem sämmtliche

---

[1]) Zur Kenntniss des Bodens von Königsberg. Schriften d. physik.-ökonom. Gesellsch. VI, S. 25—32. Tab. I. Königsberg 1865.

[2]) Geolog. Bericht. Ebendas. XVII, p. 127—128; XXI, S. 204. Königsberg 1876, 1880.

[3]) Vergl. auch Berendt, Section Königsberg der Geologischen Karte der Provinz Preussen 1 : 100000. Berlin. Simon Schropp.

Bohrpunkte mit ihren Nummern angegeben sind. Das diluviale Pregelthal ist hier 3 Kilometer breit und ziemlich genau ost-westlich gerichtet. Den nördlichsten Kilometer der Breite nimmt die absolut horizontale Alluvialebene des heutigen Pregelthales ein, den südlichsten Streifen ein Wiesenmoor, und in der Mitte erhebt sich eine 10 Meter hohe, ost-westlich streichende, sandige Diluvialanschwellung, auf welcher der Stadttheil Haberberg und der Vorort »Nasser-Garten« liegt.

Auf Taf. XXVIIIb sind 28 Bohrungen, mit Ausnahme der tieferen Kreideschichten, im Höhenmaassstab 1 : 1000 und in richtiger Höhenlage, doch ohne Rücksicht auf die Grösse der horizontalen Entfernungen dargestellt. No. 1—16 gehören dem Diluvialplateau nördlich des Pregels (der Oberstadt) an; No. 17—22 dem Alluvialgebiet des heutigen Pregelthales, No. 23—25 dem erwähnten »Haberberg,« endlich No. 26—28 dem Südrande des gesammten Thales. Innerhalb jeder dieser Serien sind die Bohrungen von West nach Ost geordnet, so dass Tafel XXVIIIb gewissermaassen 4 parallele Längsschnitte des Pregelthales und seiner Ränder giebt. In kleinerem Maassstabe, doch mit Darstellung auch der tiefsten Kreideschichten, sind auf Taf. XXVIII a dieselben 28 Bohrungen mit zwei in Vororten gelegenen zu 2 Querprofilen verbunden. Die Bohrungen 10. 13. 14. 23. 24. 25 sind bereits früher [1]) veröffentlicht. Ich gebe nun zunächst möglichst gedrängt, die Register der übrigen Bohrungen, um am Schluss einige Folgerungen zu ziehen:

a. Bohrungen vom nördlichen Thalrand.

1. Vorort Mittelhufen, in Meyer's Etablissement »Flora« 1885 durch Brunnenmeister Quaeck gebohrt. Proben von Meter zu Meter Tiefe liegen vor. Terrainhöhe zu 22 Meter geschätzt [2]).

---

[1]) Berendt und Jentzsch. Tiefbohrungen. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1882, S. 368—371, 383—403.

[2]) Alle Höhenangaben beziehen sich auf Normal-Null, womit bekanntlich der mittlere Ostseespiegel annähernd übereinstimmt.

	1 Meter	humoser Geschiebelehm	bis 1 Meter
	14 »	typischer grauer Geschiebemergel; bei 3 bis 4 Meter Tiefe Belemnitenfragment. Derselbe Geschiebemergel bildet die Gehänge des die Mittelhufen durchziehenden Thälchens, wo *Belemnitella mucronata* zu Tausenden aus demselben ausgewaschen wird. Bei 10—11 Meter viele Geschiebe . . .	» 15 »
7,0 Meter	2 »	Thonmergel; schwach geschichtet, nicht sehr fett, sonst typisch	» 17 »
	1 »	Geschiebe	» 18 »
	1 »	Grand	» 19 »
	1 »	Sand	» 20 »
	1,25 »	Grand . . . . , .	» 21,25 »
	0,75 »	Thonmergel, mager, sonst typisch . . .	» 22,0 »
	0,17 »	lehmiger, ziemlich feiner Sand (Probe nicht sicher zu deuten)	» 22,17 »
		Darunter aufsteigendes Wasser.	

2. Reduit Sternwart 1868 gebohrt, Proben durch Berendt bestimmt und dem Provinzialmuseum einverleibt. Höhe 45 Fuss über Königsberger Null, mithin rund 12 Meter über NN. Unter Berücksichtigung des vom Bohrmeister geführten Registers und der Proben gelangte Herr Prof. Berendt zu folgendem Profil, welches er mir gütigst mittheilte.

			Met. u. d. Oberfl.
	4,71 Met.	Unbekannt (Bohrschacht) .	bis 4,71
3,14 Met.	0,63 »	Unterer Diluvialsand . .	» 5,34
	2,51 »	Diluvialthonmergel . . .	» 7,85
	4,70 »	Unterer Diluvialmergel (Geschiebemergel)	» 12,55
	1,26 »	Diluvialer Sand und Grand	» 13,81
	1,88 »	Unterer Diluvialmergel . .	» 15,69
	1,26 »	Unterer Diluvialsand . . .	» 16,95
	4,33 »	Unterer Diluvialmergel, Geschiebemergel	» 21,28
	1,63 »	Unterer Diluvialsand . . .	» 22,91
	2,20 »	Unterer Diluvialmergel . .	» 25,11
	—	Unterer Diluvialsand . .	—

3. Reduit Krauseneck. Das Profil ist gleichfalls 1868 abgebohrt, in ganz gleicher Weise von Herrn Prof. BERENDT mir gütigst mitgetheilt, auf Grund des Bohrregisters und der durch BERENDT untersuchten, im Provinzial-Museum aufbewahrten Proben. Höhe 63 Fuss über Königsberger Null, mithin rund 18 Meter über NN.

	Mächtigkeit	Schicht	Met. u. d. Oberfl.
	10,38 Met.	Unbekannt (Bohrschacht) .	bis 10,38
9,63 Met.	1,96 »	Unterdiluvialmergel (Geschiebemergel)	» 12,34
	1,16 »	Diluvialglimmersand . . .	» 13,5
	2,47 »	Diluvialthon	» 15,97
	2,53 »	Diluvialsand und -Grand .	» 18,50
	0,33 »	Diluvialthon (fein geschichtet)	» 18,83
	1,26 »	Diluvialer Grand	» 20,09
	1,88 »	Diluvialthon mit feinem Glimmersand	» 21,97
	3,45 »	Unterdiluvialmergel . . .	» 25,42
	0,63 »	Diluvialgrand	» 26,05
	2,83 »	Unterdiluvialmergel . . .	» 28,88
2,50 Met.	2,19 »	Diluvialsand	» 31,07
	0,31 »	Diluvialgrand	» 31,38
	4,71 »	Unterdiluvialmergel . . .	» 36,09
	0,63 »	Diluvialsand und Grand .	» 36,72
	16,95 »	Unterdiluvialmergel (Geschiebemergel zu unterst fein geschichtet mit Glimmersand auf den Schichtungsflächen)	» 53,67
15,38 Met.	3,73 »	Diluvialsand und Grand .	» 57,40
	5,06 »	Diluvialgrand und Geröll; auch einer Probe grünlichen Sandes	» 62,46
	6,59 »	Diluvialsand und Grand .	» 69,05
	8,79 »	Unterdiluvialmergel . . .	» 77,84
	—	Diluvialsand mit Wasser, welches bis $1^1/_2$ Fuss über der Oberfläche stieg . .	—

4. Infanterie-Kaserne am Steindammer Thor, nördlicher Brunnen. 1882 durch PÖPCKE-Anclam gebohrt. Ausführliches Register und 44 Proben. Höhe + 17,70 über NN.

		Met. u. d. Oberfl.
12,0 Met.	Diluvialmergel nebst Verwitterungsrinde .	bis 12,0
2,0 »	Grand . . . . :	» 14,0
4,2 »	Geschiebemergel	» 18,2
3,8 »	Thonmergel	» 22,0
36,0 »	Diluvialmergel	» 58,0
1,0 »	Sand	» 59,0
1,0 »	Diluvialmergel	» 60,0
1,7 »	Grand mit Geschieben	» 61,7
4,3 »	Diluvialmergel	» 66,0
5,0 »	Sand und Grand	» 71,0
1,0 »	Diluvialmergel	» 72,0
4,0 »	Spathsand	» 76,0
0,8 »	Diluvialmergel (Geschiebemergel) . . .	» 76,8

5. Daselbst südlicher Brunnen. 1881 gebohrt. 19 Proben und ein vom Regierungsbaumeister GIBELIUS geführtes Register liegen vor, welche zwar in den Tiefenzahlen einige Abweichungen bezw. Ungenauigkeiten erkennen lassen, aber doch genügend übereinstimmen, um folgendes Profil in seinen Umrissen festzustellen. Höhe 17,70 über NN.

		Met. u. d. Oberfl.
10,0 Met.	Unbekannt (Unzweifelhaft Diluvialmergel)	bis 10,0
2,0 »	Grand	» 12,0
6,0 »	Diluvialmergel	» 18,0
3,0 »	magere Thonmergel	» 21,0
1,0 »	Sand?	» 22,0
5,5 »	Diluvialmergel	» 27,5
4,5 »	Sand (vielleicht mit Mergelbänken?) . .	» 32,0
22,5 »	Diluvialmergel	» 54,5
9,5 »	Sand (Spathsand)	» 64,0
	Wasser	

6. Proviantamt, zunächst der Leinweberquergasse. 1880 bis 1881 durch SCHIEBOR-Rosenberg gebohrt; die von der Bauver-

waltung mir s. Z. zugesagten Proben sind leider vernichtet worden; durch meine eigne und Dr. KLEBS's abwechselnde Besuche der Bohrarbeiten war indess das Profil wenigstens theilweise ermittelt worden. Terrainhöhe 14 Meter.

		Met. u. d. Oberfl.
11,0 Met.	Unbekannt (Tiefe des früheren Brunnens)	bis 11
3,0 »	Grauer Geschiebemergel	» 14
1,0 »	Spathsand	» 15
9,0 »	»Lehm« ohne Probe [1])	» 24
4,5 »	Grauer Geschiebemergel	» 28,5
3,5 »	Spathsand mit Wasser	» 32
9,0 »	Geschiebemergel	» 41
X »	Desgl.	» ?
Y »	Spathsand	» 49

7. Chirurgische Universitätsklinik. Lange Reihe No. 3 bis 5. 1881 durch RUHSTEIN-Königsberg gebohrt. Bohrtabelle und Proben liegen vor.

			Met. u. d. Oberfl.
	9,5 Met.	Diluvialmergel, blaugrau, die obersten 3 Met. gelbbraun	bis 9,5
	0,5 »	Sand	» 10,0
	2,0 »	Diluvialmergel	» 12,0
	4,0 »	Sand mit reichlichem, aber nicht brauchbarem Wasser	» 16,0
	5,0 »	Diluvialmergel	» 21,0
9,0 Met.	3,0 »	Diluvialer Thonmergel . .	» 24,0
	5,0 »	Mergelsand	» 29,0
	1,0 »	Unterdiluvialsand	» 30,0
	11,5 »	Diluvialmergel	» 41,5
	1,13 »	feiner, grüner Sand, zweifelhafter Stellung, aus welchem Wasser bis 5 Met. unter Terrain steigt . .	» 42,63

[1]) Auf Tafel II sind diejenigen Theile der Profile, deren Bestimmung zweifelhaft ist, nur in halber Breite gezeichnet.

Nahe nördlich Lange Reihe No. 6 (Ecke der Luisenstrasse) ward unter 5 Met. Diluvialmergel Grand mit reichlichem, aber übelriechendem Wasser getroffen; auch noch weiter nördlich, im Provinzialmuseum Lange Reihe 7 (Ecke der Luisenstrasse) ward derselbe Grand durch Dost-Königsberg 1878—79 erbohrt, darunter angeblich durchweg »grauer, sehr fetter Schluff mit Steinen«, der indess wohl vermuthlich ähnliche Gliederung, wie in der chirurgischen Klinik gezeigt haben dürfte; darunter bis 43 Meter Gesammttiefe grobkörniger Spathsand, aus welchem Wasser bis 1 Meter unter Terrain stieg.

8. Sagelsdorf's Garten, Oberrollberg No. 14 südlich der Neurossgärtschen Kirche. 1856 durch Hildebrandt gebohrt. Höhe 9 Meter. Das Bohrregister ist von Schumann veröffentlicht, doch nach einer heute nicht durchweg verständlichen Nomenklatur abgefasst; 7 Schichtenproben (davon die tiefste 11 fach) liegen aus Schumann's Sammlung vor. Demnach ergiebt sich folgendes Profil, dessen Tiefenzahlen abgerundet sind:

0—19 Met. Diluvialmergel, bei 17 Met. mit sandiger Einlagerung.
19—22 » Fayencemergel.
22—24 » wahrscheinlich desgl.
bei 25,1 » typischer grauer Geschiebemergel mit $70^1/_2$ pCt. Carbonaten; Abgerundet zu 24—26 Met. anzunehmen.

Dann bis 29 oder 30 Met. Fayencemergel.
» » 33,4 Met. Diluvialmergel.
» » 37,4 » Mergelsand, mit artesischem, über Tage steigendem Wasser; der Sand ist diluvialer Mergelsand, enthält aber (nach Schumann) Foraminiferen und Radiolarien, welche wohl aus der Kreideformation stammen dürften.

Die von mir untersuchten Proben haben von Schumann's Hand die Tiefenangaben 55, 60, 70, 80, 90, 100, 113 Fuss.

9. Schlosskaserne. 12,68 Meter über NN. Gebohrt durch R. Quaeck 1882—1884. Ausführliches Bohrregister und zahl-

reiche, zur Bestimmung der Grenzen völlig ausreichende Schichtenproben liegen vor. Ueber einen Theil dieses bis jetzt tiefsten Bohrprofils Königsberg's habe ich bereits summarisch berichtet [1]). Hier sei das vollständige Profil mitgetheilt, einschliesslich auch der Kreideschichten, weil die Höhenlage derselben im Vergleich zu derjenigen benachbarter Profile für die Erörterung quartärer Dislokationen in Betracht kommt.

			Met. u. d. Oberfl.
	8 Met.	Schutt und kalkfreie lehmige Abrutschmassen	bis 8
	1 »	Schwachlehmiger, feingrandiger Sand; sehr schwach, doch deutlich brausend	» 9
5 Met.	3 »	Gelblicher, feinsandiger Diluvialmergel	» 12
	2 »	Grauer Unterdiluvialmergel .	» 14
	4 »	Reiner sandiger Grand, unten mit Geröllepackung . . .	» 18
	8 »	Diluvialmergel; bei 18—20 und 21—23 Meter reich an Geschieben	» 26
	1 »	Thonmergel	» 27
	3 »	Brauner thoniger Geschiebemergel	» 30
	1 »	Grauer Thonmergel	» 31
	2 »	Schwach bräunlicher thoniger Geschiebemergel	» 38
	5 »	Grauer Thonmergel	» 33
	22 »	Grauer Geschiebemergel, mit grösseren Geschieben bei 38—40, 46—50,6, 53,4—54, 58—59 Meter	» 60

Hier endet das Diluvium, es beginnt: Tertiär.

---

[1]) Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. LXIX.

			Met. u. d. Oberfl.
9 Met.	9 Met.	Grünerde, den tiefsten Schichten des ostpreussischen Tertiärs entsprechend	bis 69

Alle folgenden Schichten gehören der **oberen Kreide** an, wie schon früher berichtet; sie sind durchweg **glaukonitisch und kalkhaltig.**

			Met. u. d. Oberfl.
17 Met.	15 Met.	Kalkhalt. glaukonitische Erde; getrocknet dunkelgrau . . .	bis 84
	2 »	Desgl. etwas heller	» 86
	10 »	Desgl. mit Knollen von harter Kreide	» 96
	4 »	(Mit scharfer Grenze): weisser Kreidemergel	» 100
7 Met.	6 »	Grauer feinsandiger Lettenmergel	» 106
	1 »	Desgl. hellgrau mit harter Kreide	» 107
117 Met.	4 »	Desgl. weisslichgrau, ohne harte Kreide	» 111
	93 »	Desgl. dunkler, bei 152 Meter ein *Actinocamax verus* Miller	» 204
	20 »	Desgl. etwas heller	» 224
9 Met.	6 »	Grünsandmergel mit harter Kreide	» 230
	3 »	Desgl. hellgrau	» 233
	2 »	Desgl. mit zahlreichen Bruchstücken von *Inoceramus*, einem gerippten *Pecten*, *Ostrea*, Echinidenstacheln und einzelnen Serpeln	» 235

		Met. u. d. Oberfl.
3 Met.	Intensiv grün gefärbter Grünsandmergel, bindig, ohne feste Knollen	» 238
— »	Lage mit Markasitknollen . .	» —
14,35 Met.	Grünsandmergel, nach unten immer sandiger werdend mit artesischem, reichlich überfliessendem Wasser .	» 252,35

10. Kürassierkaserne am Tragheimer Thor: siehe dieses Jahrbuch f. 1881 und 1882.

11. Mendthal's Fabrik, am nördöstlichen Ende des Schlossteiches. Terrainhöhe ca. 19 Meter. Gebohrt 1884 durch R. Quaeck. Zahlreiche Proben und einige Notizen des Bohrobmanns liegen vor.

			Met. u. d. Oberfl.
	6,0 Met.	Unbekannt	bis 6,0
	0,5 »	Erratischer Block	» 6,5
	1,0 »	Diluvialsand	» 7,5
29,85 Met.	13,5 »	Grauer Geschiebemergel . .	» 21,0
	15,0 »	Desgl. sehr hart und voller kleiner Geschiebe . . .	» 36,0
	1,35 »	Grüner Geschiebemergel . .	» 37,35
5,15 Met.	0,75 »	Feiner, grüner Sand . . .	» 38,1
	4,4 »	Diluvialgrand, darunter Spathsand (Unterdiluvium) .	» 42,5
	7,0 »	Kalkfreier feiner Grünsand mit einzelnen Grünerdelagen, mehrfach Schwefelkiesknollen (Tertiär) . .	» 49,5

12. Altes Garnisonlazareth. 28 Proben. 1882 durch die Militärverwaltung erhalten. Terrainhöhe ca. 20 Meter.

			Met. u. d. Oberfl.
	11 Met.	Unbekannt	bis 11
8 Met.	3 »	Grauer Geschiebemergel . .	» 14
	1 »	Geschiebe	» 15
	4 »	Grauer Geschiebemergel . .	» 19

		Met. u. d. Oberfl.
1 Met.	Geschiebereicher Grand . . .	» 20
7 »	Grauer Geschiebemergel . .	» 27
1 »	Schwach lehmiger Sand . . .	» 28
10 »	Grauer Geschiebemergel . .	» 38
1 »	Reiner Unterdiluvialgrand . .	» 39

13. Generalcommando. } Siehe d. Jahrb. f. 1882,
14. Herzogsacker. } S. 394—398 u. f. 1883, S. LXX.

Das publicirte Profil von Herzogsacker reicht bis 100 Meter Tiefe, dann folgt durchweg Kreideformation, deren Schichten sämmtlich glaukonitisch und kalkhaltig sind. Darunter folgen nach den durch den Brunnenmeister R. Quaeck erhaltenen Proben:

			Met. u. d. Oberfl.
	2 Met.	Grauer, fein sandiger Lettenmergel, kalkarm, mit Knollen harter Kreide (wie von 97 bis 100 Meter)	bis 102
	1 »	Grauweisser Kreidemergel. Unter allen Proben dieses Bohrlochs ist diese der weissen Kreide am ähnlichsten, und daher als Vertreter der in andern Königsberger Profilen beobachteten Kreideschicht aufzufassen	» 103
16 Met.	5 »	Grauer Mergelletten mit harter Kreide	» 108
	4 »	Weisslichgrauer Mergelletten ohne harte Kreide	» 112
	4 »	Desgl. dunkelgrau, bei 113 Met. etwas harte Kreide; aus 114 bis 117 Meter liegen dickschalige Austern und Bruchstücke von Belemniten, anscheinend *B. mucronata* vor; letztere wahrscheinlich Nachfall	» 116
	3 »	Sandsteinartige harte Kreide .	» 119

			Met. u. d. Oberfl.
100,5 Met.	18 Met.	Feiner Grünsandmergel . . .	» 137
	1 »	Desgl. zu weichem feinkörnigem Sandstein verkittet	» 138
	7 »	Desgl. ohne Steine, nach unten bindiger und lettenähnlich werdend	» 145
	3 »	Desgl. mit feinen Sandsteinen	» 148
	59 »	Mergelletten	» 207
	3 »	Proben fehlen	» 210
	4,5 »	Grünsandmergel	» 214,5
	0,5 »	Mürber feinkörniger Sandstein	» 215
		Von folgenden Proben liegen noch vor:	
	—	Hellgrauer Mergelletten . .	bei 219,5
	2 »	Feiner glaukonitischer Sand mit Bryozoen, Serpeln, Terebratulinen, *Inoceramus*-Fragmenten, verschiedenen Bivalven, sowie Echinidenstacheln	» 223—225

15. Kronprinz-Kaserne. 1881 durch R. Quaeck gebohrt. Terrainhöhe 20 Meter. Bohrregister und zahlreiche Proben liegen vor.

		Met. u. d. Oberfl.
11 Met.	Unbekannt	bis 11
1,6 »	Fester grauer Geschiebemergel	» 12,6
0,64 »	Grand- resp. Geröllebank	» 13,24
0,36 »	Grauer Geschiebemergel	» 13,6
0,4 »	Grober Grand	» 14,0
0,8 »	Grünlicher, schwachlehmiger, feiner Sand	» 14,8
5,8 »	Geschiebemergel; grau, in einzelnen Proben bräunlich	» 20,6
0,1 »	Sandiger Grand	» 20,7
19,3 »	Geschiebemergel, bei 36—37 Met. mit Geschieben; oben grau, bei 25—26 Met. braun, 27—40 Met. grünlichgrau . .	» 40,0
	Gerölle	» 40,2

		Met. u. d. Oberfl.
4,8 Met.	Reiner Diluvialgrand	» 41,0
	Spathsand	» 43,2
	Grobe Gerölle	» 44,0
	Grand	» 44,6
	Sand	» 44,8
0,8 »	Steine und echter Geschiebemergel . .	» 45,6

Auch dieser Brunnen hat Wasser erzielt.

16. Neues Garnison-Lazareth. Durch R. Quaeck gebohrt. Bohrregister und zahlreiche Proben liegen vor. Terrainhöhe 14,70 Met. über NN.

		Met. u. d. Oberfl.
32,1 Met.	Unterdiluvialmergel	bis 32,1
1,4 »	Unterdiluvialgrand	» 33,5
3,5 »	Unterdiluvialmergel	» 37,0
1,0 »	keine Probe, das Bohrregister giebt Grand an	» 38,0
6,0 »	Unterdiluvialmergel	» 44,0
3,0 »	Unterdiluvialgrand	» 47,0
3,0 »	Unterdiluvialmergel	» 50,0
0,45 »	Unterdiluvialgrand	» 50,45
0,55 »	Unterdiluvialmergel	» 51,0
1,0 »	Dann brauchbares Wasser, also wohl Sand oder Grand	» 52,0

Der Bohrmeister giebt mit voller Bestimmtheit an, von 0—32,1 Metern Tiefe keinen Sand getroffen zu haben; und die 32 aus dieser Schicht von Meter zu Meter Tiefe vorliegenden Bohrproben bestätigen diese Angabe. Um so bemerkenswerther ist es, dass andere, auf demselben Grundstück vorgenommene Bohrungen mehrere Sandschichten innerhalb der genannten Tiefe trafen. Obwohl davon nur Bohrregister vorlagen, seien letztere dennoch mitgetheilt, weil sie den schnellen Wechsel der Profile in dieser Gegend deutlich klarstellen.

Neues Garnisonlazareth. Bohrung C, im Brunnen angesetzt; Niveauhöhe + 5,605 Meter.

1,40 Met.	Aufgefüllter Schutt	bis +	4,205 Met.
2,47 »	Lehm	» +	1,735 »
1,21 »	Gelber Sand	» +	1,525 »
1,92 »	Lehm	» —	0,395 »
6,20 »	Steiniger Letten	» —	6,595 »
1,29 »	Sand	» —	7,885 »
0,20 »	Letten	» —	8,085 »
0,91 »	Sand	» —	8,995 »
1,37 »	Sand, unterbrochen von Steinen und Schluff	» —	10,345 »
1,66 »	Steiniger Letten	» —	12,025 »
0,37 »	Grand	» —	12,395 »
15,00 »	Sehr fetter Letten mit Gestein .	» —	27,395 »
0,30 »	Steinlage	» —	27,725 »

Ebenda Bohrung E, gleichfalls in einem Brunnen angesetzt, Niveauhöhe + 7,020 Meter.

1,50 Met.	Aufgefüllter Schutt	bis +	5,52 Met.
2,50 »	Lehm	» +	3,02 »
0,28 »	Gelber Sand	» +	2,74 »
3,62 »	Schluff mit Sand	» —	0,88 »
1,85 »	Steiniger Letten	» —	2,73 »
1,25 »	Sand	» —	3,98 »
1,00 »	Letten mit Sandstreifen	» —	4,98 »
3,50 »	Milder sandiger Schluff	» —	8,48 »
0,50 »	Sand	» —	8,98 »
0,90 »	Schluff	» —	9,88 »
1,10 »	Schluff mit Letten	» —	10,98 »
0,30 »	Grand	» —	11,28 »
9,20 »	Fester Letten mit Gestein . . .	» —	20,48 »
0,50 »	Grüner Sand	» —	20,98 »
4,00 »	Fester Letten und Gestein . .	» —	24,98 »
0,70 »	Grünlicher, grober Sand . . .	» —	25,68 »

b. Bohrungen aus der Pregelniederung.

17. Fort Friedrichsburg. 1880 durch RUHSTEIN gebohrt. Die Terrainhöhe kann zu etwa 2 Meter über NN. angenommen werden.

			Met. u. d. Oberfl.
16 Met.	11 Met.	Jung-alluvialer Torf und Schlick	bis 11 Met.
	5 »	Ziemlich feiner, schwachlehmiger, mit Salzsäure nicht brausender Sand; da der gleiche Sand in einem Bohrloch des nahen Kaibahnhofes, bei 13,5 — 17,0 Met. Tiefe angetroffen worden, und dort Süsswasserconchylien enthält, so ist er auch hier als alluvial anzunehmen	» 16 »
	1 Met.	Dgl. mit Salzsäure mässig brausend	» 17 »
5 Met.	4 »	Typischer Diluvialsand .	» 20 »
	1 »	Desgl. grob, bz. feingrandig	» 21 »
	7 »	Unterdiluvialer Thonmergel	» 28 »

Darunter artesisches trinkbares Wasser, welches bis 1,5 Met. über Tage stieg.

18. Lizentbahnhof, Holländerbaumstrasse No. 17. — Terrainhöhe 2 Meter. Gebohrt 1855 durch HILDEBRANDT. Das Profil wurde s. Z. von SCHUMANN untersucht und veröffentlicht. Von diluvialen Schichten liegen 4 Proben aus dessen Sammlung vor, davon sind drei typischer Thonmergel und zwar aus 70 Fuss blaugrau, aus 85 Fuss grau, aus 120 Fuss von jener intensiv röthlichen Farbe, die bei gewissen diluvialen Thonen so auffällig ist. Da SCHUMANN die Farben seines »Thones« für dieselben Tiefen angiebt, so ist zu vermuthen, dass ihm nicht mehr Proben dafür vorlagen, so dass für die wirkliche Gleichmässigkeit

des Materials, d. h. für den Mangel jeder Geschiebemergelbank, wohl keine weiteren Beweise als die Aussagen HILDEBRANDT's vorlagen. Doch hat sich bis jetzt noch überall, wo Controle möglich war, gezeigt, dass HILDEBRANDT's Register sehr zuverlässig in der Charakteristik der durchbohrten Schichten sind. Demnach ergiebt sich kurz folgendes Profil:

			Met. u. d. Oberfl.
22,0 Met.	16,0 Met.	Humus, Torf und Schlick	bis 16,0 Met.
	6,0 »	Grauer Sand mit Diatomeen (alluvial) . . .	» 22,0 »
	15,7 »	Unterdiluvialer plastischer Thonmergel mit circa 12 pCt. $CaCO_3$ . . .	» 37,7 »
	— »	Unterdiluvialer Grand mit Kreideforaminiferen . .	» —

Trinkbares Wasser, welches bis 1,2 Met. über den Pregel aufstieg.

19. HOFFMANN's Fabrik, Knochenstrasse, Ecke der Borchertsgasse. Gebohrt 1884 durch PÖPCKE-Anclam. Ein summarisches Bohrregister und 15 Bohrproben liegen vor, welche jedoch leider an einer wichtigen Stelle eine Lücke aufweisen. Die Terrainhöhe beträgt circa 2 Meter.

			Met. u. d. Oberfl.
11,0 Met. Alluvium	2,5 Met.	Schutt mit Ziegelsteinen etc. .	bis 2,5
	0,5 »	Torf	» 3,0
	2,0 »	Humoser Schlick	» 5,0
	1,0 »	Desgl. mit Conchylienstücken .	» 6,0
	2,0 »	Desgl. » » (Valvata etc.) und Blaueisenerde, die Conchylienstücken sind unten am reichlichsten	» 8,0
	0,5 »	Torf	» 8,5
	2,5 »	Humoser Schlick mit Conchylienstücken	» 11,0
	2,5 »	Geschiebemergel (eine Probe aus 11—12 Meter)	» 13,5

Die nächste Probe ist Geschiebemergel, und trägt die Bezeichnung »12,0—26,75 Meter«. Dass indess in diesen Tiefen Schichten von verschiedener Beschaffenheit auftreten, ergiebt das Bohrregister. Darnach mussten nämlich bei 12,0, 12,4, 12,5 und 13,5 Meter Tiefe Steine gesprengt werden. Am folgenden Arbeitstag konnten 4,0 Meter gebohrt werden, am nächstfolgenden sogar 4,5 Meter, am darauf folgenden nur 0,5 Meter; dem entsprechend giebt der Bohrobmann von 17,5—22,0 Meter »blauer Thon« an, von 22,0—22,5 »Thon mit Steinen«. So sind wir berechtigt anzunehmen:

		Met. u. d. Oberfl.
8,5 Met.	Thonmergel	bis 22,0
0,5 »	Geschiebemergel	» 22,5
4,25 »	Zweifelhaft	» 26,75
1,50 »	Sand	» 28,25
0,25 »	Bindiger lehmiger Sand (ob zum Mergelsand gehörig?)	» 28,5
0,82 »	Grand und Gerölle	» 29,32
0,18 »	Geschiebemergel	» 29,50

Bei einer Tiefe von 30,0 Meter ward artesisches Wasser erbohrt, welches circa 2 Meter unter Terrain noch reichlich überläuft.

20. Domplatz. Durch Hildebrandt 1837 gebohrt. Dessen Bohrregister hat Schumann veröffentlicht, ohne Proben gesehen zu haben. Dennoch kann das Profil hier benutzt werden, weil es durch benachbarte neuere Aufschlüsse (No. 21a und b) bestätigt wurde, und so nicht nur für die Regelmässigkeit der Schichten in dieser Gegend Königsbergs, sondern auch für die Zuverlässigkeit Hildebrandt'scher Register einen Beweis liefert.

Terrainhöhe circa 2 Meter.

			Met. u. d. Oberfl.
23,2 Met. Alluvium	3,8 Met.	Füllerde	bis 3,8
	0,3 »	Feiner Triebsand mit vielen Vegetabilien	» 4,1
	1,2 »	Reiner Sumpf	» 5,3
	3,7 »	Sumpf mit einigen wohl erhaltenen Muschelschalen, die öfters Blaueisenerde enthalten .	» 9,0
	0,4 »	Weiche lohbraune Sprockhölzer mit vielen Muscheln . . .	» 9,4
	9,3 »	Feiner Triebsand mit Sumpfschichten von 1—3 Fuss Dicke	» 18,7
	3,8 »	Sumpf mit Triebsand . . .	» 22,5
	0,7 »	Reiner Triebsand	» 23,2
9,1 Met. Diluvium	4,4 »	Dunkelgrauer, reiner, fetter, plastischer Thon, der vom Bildhauer SCHMIDT jun. verarbeitet wurde	» 27,6
	0,2 »	Kies	» 27,8
	0,9 »	Dunkelgrauer, reiner, fetter, plastischer Thon	» 28,7
	3,0 »	Feiner, schluffiger Triebsand .	» 31,7
	0,6 »	Sehr compakter, rother, plastischer Thon	» 32,3

Darunter weiches Quellwasser, welches am 3. Oktober 1837 bis 0,6 Meter über das Strassenpflaster stieg, später indess um 1,2 Meter sank. Gegenwärtig ist der Brunnen verschüttet.

21. Domplatz. 1884 wurden durch PÖPCKE - Anclam behufs Untersuchung des Baugrundes 2 Bohrungen ausgeführt. Zahlreiche Proben und vollständige Bohrregister liegen vor. Terrainhöhe circa 2 Meter.

Bohrung a.

	Mächtigkeit	Schicht	Met. u. d. Oberfl.
13,0 Met. Alluvium	2,0 Met.	Aufgefüllter Schutt mit Ziegelstücken etc.	bis 2,0
	1,0 »	Schlick specifisch leicht (= Diatomeenerde Schumann's = Sumpf Hildebrandt's)	» 3,0
	4,0 »	Torf aus nur schwach vertorften Pflanzenfasern bestehend (*Caricetum*)	» 7,0
	1,0 »	Schlick, reich an Diatomeen	» 8,0
	1,0 »	Schlick	» 9,0
	1,0 »	Schlick, sehr reich an Conchylien	» 10,0
	1,0 »	Feinsandiger Schlick, Diatomeen anscheinend fehlend	» 11,0
	1,0 »	Grauer Schlick, reich an Muscheln	» 12,0
	1,0 »	Schlick mit Blaueisenerde; Kalkkarbonat findet sich zwar in Form von Conchylienschalen (*Valvata piscinalis*), die eigentliche Masse des Bodens aber, wie die aller darüber liegenden braust nicht mit Salzsäure	» 13,0
Diluvium			
7,0 Met.	4,0 »	Fayencemergel typisch	» 17,0
	3,0 »	Magerer Thonmergel	» 20,0
	3,0 »	Thoniger Geschiebemergel	» 23,0
4,0 »	3,0 »	Thonmergel	
	1,0 »	Die Probe ist Thonmergel mit groben Sandkörnern und kleinen Geschieben, die auf eine dünne Grandeinlagerung deuten	» 26,0 / » 27,0

Bohrung b.

			Met. u. d. Oberfl.
im Ganzen 13,0 Met. Alluvium	2,0 Met.	Schutt	bis 2,0
	2,0 »	Heller, leichter Schlick . . .	» 3,0
	3,0 »	Dunkelgrauer, leichter Schlick mit Holzstückchen	» 6,0
	1,0 »	Torf	» 7,0
	3,0 »	Schlick, reich an Muscheln .	» 10,0
	2,0 »	Dunkelgrauer, feinsandiger Schlick	» 12,0
		Hellgrauer, sandiger Schlick mit *Valvata piscinalis* (Alluvium)	» 13,0
		(Diluvium:)	
	7,0 »	Fayencemergel, beziehungsweise magerer Thonmergel	» 20,0
	5,5 »	Geschiebemergel	» 25,5

22. Weidendamm. Durch R. QUAECK 1878 behufs Untersuchung des Baugrundes auf einem der Fortifikation gehörigen Grundstücke gebohrt. Terrainhöhe circa 2 Meter. Proben liegen vor.

			Met. u. d. Oberfl.
18,77 Met. Alluvium	1,15 Met.	Schutt	bis 1,15
	3,85 »	Mit Schlick und Sand durchmengter Torf	» 5,00
	13,77 »	Grauer Schlick mit Diatomeen, in verschiedenen Tiefen Blaueisenerde u. Schneckenschalen	» 18,77
	4,19 »	Feiner kalkhaltiger Sand . .	» 21,96
4,34 Met.	0,19 »	Magerer Thonmergel (Sicher Diluvial)	» 22,15
	1,75 »	Feiner Sand	» 23,90
	1,38 »	Thonmergel	» 25,28
	0,77 »	Feiner Sand	» 26,05
	0,25 »	Thonmergel	» 26,30

c. Bohrungen auf der Diluvialinsel des Pregelthales (Haberberg).

No. 23—25: Vergl. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1882, S. 368—371. 399—403. Die beschriebenen drei Profile sind sämmtlich durch Pöpcke-Anclam in der Kreideformation noch weiter vertieft worden, und sind folgendermaassen zu ergänzen.

23. Feldartilleriekaserne.

		Met. u. d. Oberfl.
28,0 Met.	(im Ganzen 64,0 Met.) Feiner Grünsandmergel (wie von 138—174 Met.) . . .	bis 202,0
13,2 »	Etwas gröberer, glaukonitreicherer Sand, aus welchem gutes Trinkwasser bis mehrere Meter über Tage steigt	» 215,2

24. Trainkaserne.

			Met. u. d. Oberfl.
	5,0 Met.	(Im Ganzen 12,0 Met.) Hellgrauer Mergelletten mit Knollen von harter Kreide (wie von 76,0—83,3 Met.) .	bis 88,0
	1,0 »	Weisslicher Kreidemergel mit Feuerstein ähnlichen Knollen	» 89,0
10,0 Met.	2,0 »	Hellgrauer Kreidemergel mit harter Kreide	» 91,0
	3,0 »	Hellgrauer, sandiger Lettenmergel ohne Steine . . .	» 94,0
	1,0 »	Desgl. mit harter Kreide . .	» 95,0
	4,0 »	Weisslich-grauer, fast kreideähnlicher Mergel mit harter Kreide	» 99,0
	1,0 »	Feiner, loser Grünsand-Mergel	» 100,0
	2,0 »	Erdiger Grünsandmergel mit Knollen lettenähnlich feinen Sandsteins, in deren einem ein Einschluss von *Actinocamax* cf. *subventricosus* .	» 102,0

			Met. u. d. Oberfl.
	99,0 Met.	Feiner z. Th. erdiger Grünsandmergel ohne Knollen .	» 201,0
	21,0 »	Gröberer, glaukonitreicherer Grünsand mit Wasser . .	» 222,0

25. Fussartilleriekaserne.

			Met. u. d. Oberfl.
	12,0 Met.	Glaukonitischer Mergelletten .	bis 74,0
7,0 Met.	4,0 »	Desgl. mit Knollen von harter Kreide	» 78,0
	3,0 »	Desgl. desgl. etwas heller .	» 81,0
	2,0 »	Weisser Kreidemergel . . .	» 83,0
11,0 »	5,0 »	Grünsandmergel mit harter Kreide	» 88,0
	2,0 »	Sandiger Lettenmergel mit harter Kreide	» 90,0
	4,0 »	Grünsandmergel; bei 93 Meter Markasitknollen, bei 93 bis 94 Meter harte Kreide . .	» 94,0
	28,0 »	Grünsandmergel ohne harte Kreide; bei 119,1 Meter Markasit-Platte; aus 116 Meter liegen 4 *Belemn. mucronata*, aus 119 Meter ein Stück dickschaliger Auster vor . . .	» 122,0

d. Bohrungen am südlichen Thalrande.

26. Fort Kalgen. Liegt zwar etwas entfernt südlich, ist jedoch des Vergleichs halber hierher zu ziehen. Gebohrt 1883/84 durch Pöpcke-Anclam. Eine kleinere durch R. Quaeck 1879 ausgeführte Bohrung von 21 Meter dient bis zu dieser Tiefe zur Ergänzung und Bestätigung. Von 0—85 Meter Tiefe liegen zwei Probenfolgen zur Vergleichung vor, von 85—113 Meter nur eine Probenfolge, ausserdem Bohrregister von 0—100 Meter Tiefe. Hofsohle + 16,85 Meter über NN.

			Met. u. d. Oberfl.
	17,0 Met.	Grauer Geschiebemergel mit Geschieben von harter Kreide (die obersten 2 Meter gelblichbraun und entkalkt). An der Schichtengrenze: »Steine«. .	bis 17,0
		Ein Bohrregister giebt bei + 2,85 bis + 1,25 Meter: »Torferde« und von da bis — 0,15 Meter: »Torferde mit Kies vermengt« an; die Proben zeigen nichts dergl.	
	1,5 »	Feinkörniger, glaukonitischer Diluvialsand	» 18,5
18,5 Met.	6,5 »	Grauer Geschiebemergel; Geschiebe vorwiegend Senon, nächstdem Silurkalk; Dolomit, Granit	» 25,0
	12,0 »	Auffallend heller Geschiebemergel mit geschiebearmen thonähnlichen Lagen; doch waren bei 29—35 Meter in dem 229 Millimeter weiten Bohrloch 15 Sprengungen nöthig	» 37,0
	2,0 »	Thonmergel-ähnlich . . .	» 39,0
16,0 Met.	10,0 »	Typischer Geschiebemergel; etwas dunkler grau, doch noch immer auffallend hell	» 49,0
	6,0 »	Dunkelgrüngrauer Geschiebemergel, reich an Glaukonit (Diluvium)	» 55,0
	5,0 »	(Tertiär) Grünerde . . .	» 60,0
	12,0 »	Loser, reichlich mittelkörniger Grünsand mit beigemengten mehrere Millimeter grossen Quarzkörnern	» 72,0

		Met. u. d. Oberfl.
4,0 Met.	Glaukonitischer Lehm, d. h. bindige Grünerde mit bis über 2 Millimeter grossen Quarzkörnern	» 76,0
3,0 »	Etwas feinkörnigere Grünerde (Tertiär)	» 79,0
7,0 »	(Senon:) Kalkhaltige Grünerde	» 86,0
21,0 »	Desgl. schwach bindige Lagen mit ganz losen, sandartigen wechselnd	» 107,0
5,0 »	Grauer Lettenmergel . . .	» 112,0
1,0 »	Desgl. sehr fest (mürben Knollen ähnlich)	» 113,0

27. Brauerei Schönbusch. Aus drei verschiedenen Brunnen liegen drei kleine Probenreihen vor, welche sich mit einigen Notizen aus einem Bohrregister zu einem ziemlich zusammenhängenden Profil ergänzen.

a) Durch Prof. BERENDT sind dem Prov.-Museum 6 Proben einer 1872 ausgeführten Bohrung einverleibt, mit den Bezeichnungen 46 Fuss Diluvialmergel, 49 Fuss Diluvialmergel, 52 Fuss, 55 Fuss, 58 Fuss, 61 Fuss. Dieselben gehören durchweg zu der als »Grauer Geschiebemergel« zu bezeichnenden Varietät des gemeinen Diluvialmergels. Demnach haben wir also:

13,4—19,2 Met. Grauer Geschiebemergel.

In einem 1882 angelegten Brunnen beobachtete und entnahm ich selbst folgendes Profil:

		Met. u. d. Oberfl.
6,6 Met.	Diluvialmergel	bis 6,6
5,3 »	Geschiebefreier Diluvialsand	» 11,9

Ein dritter Brunnen, welcher etwas tiefer angesetzt war, ergab 1882 nach den mir damals an Ort und Stelle mitgetheilten Notizen des Bohrobmannes und wenigen von demselben erhaltenen Proben:

			Met. u. d. Oberfl.
1,2 Met.	Geschiebefreien Diluvialmergel	50—54 Fuss[1])	= 15,7—16,8
2,2 »	»Trockner Sand« . . .	bis 61 »	= bis 19,2
1,6 »	»Thon«	» 66 »	= » 20,7
1,3 »	»Trockner Sand« . . .	» 70 »	= » 22,0
1,5 »	Diluvialer Thonmergel .	» 75 »	= » 23,5
5,7 »	»Wasserführender, grauer Sand«	» 93 »	= » 29,1

Diese 3 an sich so unbedeutenden Profilfragmente passen zufällig ziemlich genau aneinander. Demnach ergiebt sich für Schönbusch, dessen Terrainhöhe wir zu etwa 8 Meter schätzen können, folgendes Profil:

6,6 Met.	Diluvialmergel,
5,3 »	Sand,
4,8 »	Grauer Geschiebemergel,
6,6 »	Sand und Thon wechsellagernd (diluvial),
6,7 »	Grauer Sand (glaukonitisch, von zweifelhafter Stellung).
Summa 30,0 Met.	

28. Werkstättenbahnhof Ponarth. 1879 durch die Betriebsverwaltung gebohrt. Terrainhöhe kann auf circa 5 Meter über NN. geschätzt werden. Bohrregister und 10 Proben liegen vor.

		Met. u. d. Oberfl.
9,43 Met.	Unbekannt (alter Brunnen)	bis 9,43
1,87 »	Grandiger Spathsand . .	» 11,30
3,14 »	Grauer Geschiebemergel .	» 14,44
0,94 »	Sandiger Grand	» 15,38
2,84 »	Sehr feiner Sand, zum Mergelsand gehörig	» 18,22

[1]) Die Angaben des sächsischen Bohrobmannes lauteten auf Fuss; nachträglich ist mir zweifelhaft geworden, ob preussische oder sächsische Fuss gemeint seien? Für die Reduktion in Meter sind preussische Fuss vorausgesetzt.

			Met. u. d. Oberfl.
	14,83 Met.	Nur durch eine Probe vertreten, welche Grauer Geschiebemergel mit röthlicher Nüance ist. Das Bohrregister giebt an: »blauer, fester Thon« von 18,22—24,79, »röthlichgrauer, fester Thon« von 24,79—33,05	bis 33,05
	0,51 »	Gerölle	» 33,56
14,94 Met.	4,44 »	Röthlichgrauer Geschiebemergel mit faustgrossen Geschieben, wobei viel harte Kreide	» 38,00
	0,61 »	Sandiger Geschiebemergel .	» 38,61
	9,89 »	Grauer Geschiebemergel .	» 48,5

c. Bohrungen im nördlichen Plateau ausserhalb der Stadt.

29. Hardershof. Terrainhöhe circa 24 Meter. Ein 1877 neben dem städtischen Wasserreservoir angelegter Versuchsbrunnen, dessen Proben vorliegen, ergab:

			Met. u. d. Oberfl.
10,0 Met.	3,4 Met.	Gelbbrauner Geschiebelehm	bis 3,4
	6,6 »	Grauer Geschiebemergel .	» 10,0
	3,2 »	Reiner Diluvialgrand . .	» 13,2
	7,8 »	Grauer Geschiebemergel .	» 21,0

30. Fort Quednau. 1879 durch R. Quaeck gebohrt. Terrainhöhe circa 52 Meter. Proben liegen vor.

		Met. u. d. Oberfl.
0,40 Met.	Schutt	bis 0,40
1,00 »	Gelber Geschiebelehm .	» 1,40
17,20 »	Geschiebefreier Spathsand	» 18,60

			Met. u. d. Oberfl.
2,40 Met. {	0,60 Met.	Grauer Fayencemergel	bis 19,20
	1,14 »	Mergelsand	» 20,34
	0,66 »	Thonmergel	» 21,00
	9,85 »	Geschiebemergel . . .	» 30,85

Aus den aufgezählten 30 Bohrprofilen, welche noch durch einige nicht mitgetheilte lückenhafte Profile ergänzt werden, lassen sich einige Erscheinungen von allgemeinerem Interesse erkennen, wenn man einen Blick auf die Tafeln XXVIIIb (vier Längsprofile) und XXVIIIa (2 Querprofile) wirft. Die Schichtenfolge im Untergrunde Königsbergs lässt sich folgendermaassen zusammenfassen:

System bez. Stufe	Glieder	Organische Reste
Alluvium 22 Meter	Schlick, Diatomeenerde und Torf 0 — 22 Meter	Hölzer und Pflanzenreste verschiedener Art; einzelne Fischreste, zahlreiche Schalen noch jetzt in Ostpreussen lebender Süsswassermollusken; massenhafte Süsswasserdiatomeen [1]) und Spongiennadeln
	Sand (in den untersten Lagen in Diluvialsand übergehend) 0 — 6 Meter	Süsswasserconchylien und Diatomeen, doch spärlicher als im Schlick
Diluvium 78 Meter	Geschiebemergel, Gerölle, Grand, Sand, Mergelsand, Fayencemergel, Thonmergel 42,5 — 77,84 Meter	In der obersten Grandschicht des Haberberges spärlich abgerollte Knochen von Landsäugethieren; alle tieferen Schichten bis jetzt ohne organische Reste
Tertiäre Glaukonitformation. Schichten aus dem Liegenden der blauen Erde des Samlandes bis 28 Meter	Grünerde 5,0 Meter	Keine organischen Reste
	Grünsand bis 12 Meter	
	Grünerde und Letten 7 — 28 Meter	

[1]) Beschrieben von Schumann, in Schriften d. physik.-ökonom. Ges. III, S. 166—192; V, S. 13—23; VIII, S. 37—38; X, S. 83—86. Königsberg 1862—1869 und Cleve, daselbst XXII, S. 137—142. Königsberg 1881.

Formation		Glieder	Organische Reste
Senon s. p. (Obersenon Schonens, Moberg) 35-40 Meter	Mukronatenmergel circa 30—35 Meter	Bonebed und Spongitarienbank 0,4 Meter	*Belemnitella mucronata* Zahlreiche Foraminiferen
		Kalkhaltige Grünerde 7 — 21 Meter	
		Desgl. mit Knollen von harter Kreide 4 — 14 Meter	
		Weisse Kreide mit Flintähnlichen Knollen 1 — 4 Meter	
	Mammillatenmergel. Grenze nach oben und unten unbestimmt ca. 7—16 Meter	Glaukonitischer Lettenmergel mit einzelnen Sandlagen und mit Knollen von harter Kreide 7 — 16 Meter	Desgl. und *Actinocamax subventricosus (mammillatus)*, *Ostrea* sp.
Emscher Schl. (Untersenon Schonens, Moberg) 102 — 126 Meter		Mergellager, feiner Grünsand und Letten, mit nur vereinzelten Lagen von Knollen harter Kreide 100,5 — 117 Meter	Aeusserst arm an Petrefakten, *Actinocamax verus*, Foraminiferen
		Desgl. mit harter Kreide 0 — 9 Meter	
Emscher? Turon? 19,35 Meter		Grünsandmergel erfüllt mit Petrefakten, vorläufig als Inoceramenbank bezeichnet 2 Meter	*Inoceramus*, ein gerippter Pecten, *Ostrea* u. a. Bivalven, *Terebratulina*, Bryozoen, *Serpula*, Echinidenstacheln, Foraminiferen
		Glaukonitreicherer, etwas gröberer Grünsandmergel ohne harte Kreide 17,35 Meter	Foraminiferen

Die Mächtigkeitszahlen in der ersten Columne sind nicht durch Addition derjenigen der 2. gewonnen, sondern beziehen sich auf die einzelnen Bohrprofile. Ein Vergleich lehrt sofort, dass die Mächtigkeit der grösseren Abtheilungen in relativ engern Grenzen schwankt, als diejenige der kleinern Abtheilungen; d. h. die verschiedenen Glieder einer Etage vertreten sich gegenseitig, auch dann, wenn ihre Reihenfolge eine constante ist. So insbesondere:

Sand und Schlick des Alluviums, sandigere und thonigere Schichten des Tertiärs und der Kreideformation. Es ist dies eine Erscheinung, die von vornherein erwartet werden musste.

Knollen harter Kreide kommen in verschiedenen Horizonten vor, aber ganz besonders gehäuft einige Meter in und über der weissen Kreide, d. h. in der untern Hälfte der Mucronatenschichten. Lagerung und Entstehung dürfte einigermassen analog derjenigen der Feuersteine sein. Petrographisch und paläontologisch sind dieselben ident mit den im Diluvium in Ost- und Westpreussen massenhaft verbreiteten Senongeschieben, wie mit den in Markehnen und Hermannshöhe in der Kreide erbohrten Knollen, und muss daher die seit 1876 von mir wiederholt betonte heimische Herkunft dieser Geschiebe als unumstösslich feststehende Thatsache gelten. Die entgegengesetzten Anschauungen Moberg's[1]) sind danach zu berichtigen, wie übrigens auch Lundgren[2]) anerkannt hat.

Im Diluvium sind deutlich 2 verschiedene Facies zu unterscheiden, deren eine sich durch die Einlagerung unverkennbar geschichteter, insbesondere thoniger Sedimente vor der andern auszeichnet. Erstere umfasst, wie ein Blick auf Tafel XXVIIIb lehrt, die Bohrungen 1—9, 17—24, 26—28; ohne thonige Zwischenlagerungen sind demnach No. 10—16 und 25.

Betrachten wir zunächst die deutlich geschichtete Facies A'. Zwischen dem, auch hier der Gesammtmächtigkeit nach überwiegenden Geschiebemergel, der typischen Grundmoräne, tritt eine

[1]) Cephalopoderna i Sveriges Kritsystem. I. Stockholm 1884, p. 9—11.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 654—655.

Schichtengruppe auf, in welcher Thonmergel vorwaltet, neben diesem aber auch alle möglichen anderen Schlämmprodukte — Fayencemergel, Mergelsand, feiner und grober Sand, Grand — vorkommen. Der Verband dieser Schlämmprodukte ist sichtlich ein schichtenartiger, und die kleine Schichtengruppe (die wir einstweilen kurz »Thongruppe« nennen wollen) lässt sich durch die genannten Bohrprofile im Zusammenhange verfolgen, wenngleich ihre einzelnen Glieder, d. h. relativ mehr oder weniger feine Schlämmprodukte, sich gegenseitig vertreten. Dabei senkt sich die Gruppe nach gewissen Richtungen und ist in ihren tiefsten Lagen relativ am mächtigsten und zugleich thonigsten entwickelt. Die einzige Ausnahme dieser Regel (die Trainkaserne) wird weiter unten besprochen werden. Innerhalb des eigentlichen Stadtgebietes, also der Bohrpunkte 2—25, schwankt die hangende Grenze der Thongruppe von + 7,3 Meter (Sternwarte) bis —21,0 Meter (Domplatz), und die liegende Grenze derselben von + 4,15 Meter (Sternwarte) bis —35,7 Meter (Holländerbaumgasse). Geschiebemergel bedeckt und unterteuft die Thongruppe, und eine Bank desselben tritt in den tiefern Lagen der Thongruppe sogar zwischen den thonigen Sedimenten auf[1]). Aus diesem sichtlichen Zusammenhange zwischen Höhenlage und Ausbildungsweise der Thongruppe folgt, dass, als letztere sich ablagerte, das damalige Bodenrelief in derselben Richtung einfiel, wie gegenwärtig die liegende Grenze der Thongruppe. Mit andern Worten: Eine — sei es nun thal- oder kesselförmige — Einsenkung des Bodens bestand in der Gegend des heutigen Pregelthales in Königsberg schon inmitten der Diluvialzeit!

Solche Präexistenz jetziger Thalsenken steht nicht einzig da. Die jedem Flachlandsgeologen bekannte Thatsache, dass vordiluviale Schichten mit besonderer Vorliebe in flachen Bodenanschwellungen seitab von den grossen Thälern vorkommen, spricht dafür, dass die heutigen Hauptthäler Einsenkungen des vordiluvialen Untergrundes entsprechen. So ist es evident auch in Königsberg,

[1]) Bei der Schlosskaserne giebt unser Profil sogar 2 Geschiebemergelbänke an. Doch mag noch zweifelhaft bleiben, ob hier vielleicht die oberste der 3 Thonbänke in gestörter (verschleppter) Lagerung sich befinden könnte.

wo die tertiäre (bezw. senone) Basis des Diluviums an den, dem Thale entferntesten Bohrpunkten No. 10 und 11 am höchsten (— 23 Meter), an der sehr nahe dem Pregelalluvium liegenden Schlosskaserne bedeutend tiefer (—48 Meter), an der Feldartilleriekaserne, gewissermassen in der Mitte des grossen Thales, am tiefsten (— 54 Meter) liegt.

Zweifelhaft musste bisher nur bleiben, ob diese Concordanz der Reliefs auf einer postdiluvialen Hebung bezw. Senkung beruht, oder ob sie als eine Erhaltung bezw. Wiederherstellung prädiluvialer Oberflächenformen zu betrachten ist? Die Verhältnisse der Königsberger Thongruppe sprechen für letztere Auffassung.

Ganz dasselbe lehrt auch ein Dutzend neuerdings von mir untersuchter Bohrprofile aus Thorn. Dort ist nur ein 10—29 Meter mächtiger Theil der diluvialen Schichtenreihe erhalten und darin eine einzige Geschiebemergelbank, welche inmitten einer »Thongruppe« liegt. Unmittelbar unter letzterer liegt »Posener Septarienthon«; und genau, wo dessen Oberfläche am tiefsten sich herabsenkt, ist der diluviale Thonmergel am mächtigsten entwickelt. Auch in Thorn lag, mindestens im östlichen Theile der Stadt, in der Gegend des heutigen Weichselthales in früher Diluvialzeit eine Senke. Aehnliches Ausgleichen von Hohlformen durch diluviale Sedimente (doch ohne Beziehungen zum heutigen Relief) fand ich auch über der Kreide von Tilsit[1]) und in einer Gruppe neuerer Bohrprofile in und bei Allenstein, deren eines bis in's Tertiär hinabreicht.

Auf vordiluviale Unebenheiten müssen wir auch die zwiefache Ausbildungsweise des Diluviums in Königsberg zurückführen, wenn wir sehen, dass die »Thongruppe« genau überall da fehlt, wo das Tertiär sich höher erhebt. Von 8 Bohrungen, welche innerhalb der Stadt das Diluvium durchsanken, erreichten 4, welche die diluviale Thongruppe trafen[2]), Tertiär bezw. Senon erst bei —41 bis —54 Meter; 4 andere, welche die Thongruppe nicht trafen,

---

[1]) Berendt und Jentzsch, Tiefbohrungen. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1882, S. 366.

[2]) Falls wir bei No. 25 die bei 4 Meter liegende dünne Sandbank als Vertreter der »Thongruppe« gelten lassen.

Tertiär (einschliesslich der geringmächtigen Lokalmoräne) schon bei — 23 bis — 32 Meter. Der Unterschied springt derart in's Auge, dass wir in ihm die Ursache der verschiedenen Faciesausbildung des Königsberger Diluviums erkennen müssen. Die Bohrungen im neuen Militairlazareth, welches am flachen Thalgehänge liegt, bezeichnen sichtlich die Grenze und den Uebergang einer Facies in die andere.

Merkwürdig sind die Verhältnisse am Haberberg. Betrachten wir in den drei von dort vorliegenden Profilen No. 23, 24, 25 die hangende Grenze des Tertiärs, des Senons, des knollenführenden Mucronatenmergels und der weissen Kreide, sowie die liegende Grenze der letzteren und die Höhenlage des wasserführenden Grünsandes, so finden wir, dass sie sämmtlich conform dem heutigen Relief steigen und fallen! Dieses Hindurchleuchten der Kernformen weiss ich nicht anders zu erklären, als durch eine nach Ablagerung der Diluvialmassen erfolgte Hebung.

Ich behaupte nicht, eine solche durch Vorstehendes bewiesen zu haben; aber ich glaube wohl, dass sie wahrscheinlich ist. Und bei der Seltenheit einschlägiger Aufschlüsse und Beobachtungen und ihrer Wichtigkeit für die allgemeine Geologie Norddeutschlands hielt ich mich für verpflichtet, diese Thatsachen den Fachgenossen zur Prüfung und eventuell weiteren Bestätigung vorzulegen.

Dass während und nach der Diluvialzeit — abgesehen von den glacialen Stauchungen — auch allgemeinere Schichtenstörungen, wenn auch in kleinem Maassstabe, im norddeutschen Flachlande stattgefunden haben, wird durch verschiedene Umstände wahrscheinlich gemacht: Beyrich betrachtet aus allgemein paläontologischen Gründen das Ostseebecken als sehr jugendlich, d. h. zur Quartärzeit eingesenkt, und lässt die preussisch-pommerisch-mecklenburgischen Höhenzüge damit gleichzeitig emporgepresst werden. Berendt, indem er diese Theorie mittheilt, versetzt die betr. Einsenkung der Ostsee — leider ohne specielle Gründe anzugeben — in die Zeit des oberen Diluviums, und betont gleichzeitig die von dem sich zurückziehenden Eise an seinem Rande nothwendig zu bewirkende Aufpressung paralleler

Wellen. Eine vielleicht 200 Meter mächtige Eisdecke müsse auf einen durchwässerten, bis in grosse Tiefen losen Boden sehr erhebliche Veränderungen der Erdoberfläche hervorbringen [1]). Ich glaube wohl, dass die vom Haberberg dargestellten, bis 200 Meter Tiefe reichenden Wellen gerade durch diese Aufpressungstheorie eine sehr vorzügliche Erklärung finden.

Auf ein Agens glaube ich hier hinweisen zu müssen, welches zur Herbeiführung der heutigen Terraingestaltung entschieden mitgewirkt hat, welches aber meines Wissens noch nicht erwähnt und jedenfalls seiner Maassgrösse nach noch völlig unbekannt ist: Faltung durch klimatische Veränderung. Die Temperatur der Bodenfläche unter einem Gletscher kann nicht wesentlich höher als 0^0 sein. Da die Bodentemperatur in Königsberg gegenwärtig ungefähr 8^0 C. beträgt, so ist um diesen Betrag der Boden seit dem Verschwinden des Gletschers wärmer geworden. In Berlin und Leipzig ist die Erwärmung noch um mehrere Grade höher. Nun ist bekanntlich, wenn t_n die Temperatur in der Tiefe n bedeutet, $t_n = t_o + f(n)$, wobei die Form der Funktion zwar von der Lage und der Intensität der Wärmequellen einerseits (Basalt etc.), der Art der Gesteine anderseits (Steinkohle, Sperenberger Steinsalz etc.), abhängt, für den gegebenen Punkt aber eben deshalb sich zeitlich gleich bleibt. Jene Erwärmung der Oberfläche um 8^0 (anderwärts 10^0) C. musste also eine entsprechende mehrere Kilometer tief reichende Erwärmung der Gesteinsschichten herbeiführen, falls der Rückzug der Gletscher zeitlich so weit zurückliegt, dass bis in grosse Tiefen bereits annähernd Beharrungszustand für die Wärmevertheilung eingetreten ist.

Nun sind die Consequenzen sehr einfach. Nach der üblichen von DANA begründeten Theorie sind die Gebirge durch Abkühlung des Erdkernes bei relativ constant bleibender Wärme der Erdkruste gebildet. Ohne vom Erdkern oder dessen hypothetischem Zustande zu sprechen, uns ausschliesslich innerhalb der bekannten festen Erdschichten haltend, dürfen wir doch behaupten, dass hier ein nicht unähnlicher Fall, nur von umgekehrten Verhältnissen,

---

[1]) BERENDT, Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1878, S. 15—16.

stattfinde. Obwohl die Wärmezufuhr aus der Tiefe kommt, schreitet doch der Grad der Erwärmung mit der Zeit von der Oberfläche zur Tiefe fort. Ueber relativ constant erwärmten tiefern Massen, dehnen sich also die oberflächlicheren Schichten seit Schluss der Eiszeit aus. Ein Theil der körperlichen Ausdehnung wird sich in einer einfachen Vertikalbewegung geltend machen, die kaum je messbar werden dürfte. Ein Theil der Ausdehnung wird, namentlich bei festeren und aus sehr verschiedenartigen Gesteinen gebildeten Schichtensystemen, zu horizontalem Druck und demnach zu Faltungen führen.

Aehnliche Wirkungen, wie das Schmelzen des Gletschers muss *mutatis mutandis* jede klimatische Veränderung von längerer Dauer hervorbringen, denn für die alsdann nothwendig eintretenden Temperaturveränderungen der tieferen Schichten lassen sich ohne Weiteres die bekannten Entwickelungen Poisson's übertragen, auch ohne Annahme kosmischer Veränderungen, sobald nur die Klimaänderung zeitlich und räumlich eine gewisse Ausdehnung besitzt.

Wenn demnach im Kleinen unzweifelhaft, in grösserem Maassstabe (im Zusammenhange mit der Ostseebildung) [1]) möglicherweise, während und nach der Diluvialzeit Aufpressungen stattgefunden haben, so ergiebt sich mit nothwendiger Consequenz, dass alle Schlüsse, welche auf der heutigen, absoluten oder relativen Höhenlage diluvialer Vorkommnisse basiren, nur mit äusserster Vorsicht aufzunehmen sind und nur dann wirklich bindend sind, wenn besondere Umstände für die Ursprünglichkeit der heutigen relativen Höhenlage sprechen. Wenn uns also z. B. die beträchtliche Höhenlage diluvialer Meeresconchylien überrascht oder diejenige solcher Geschiebe, deren nachweisliche Heimath heute um 200 Meter und mehr tiefer liegt, als das Geschiebe, so lässt sich dies alles nicht ohne Weiteres für die Theorie des Diluviums verwenden, weil beträchtliche lokale Hebungen und Senkungen das Verhältniss verschoben haben können. Deren Natur, Ausdehnung und Epoche zu bestimmen, bildet mithin eine wichtige, fundamentale

[1]) Der Nachweis quartärer Dislocationen ist insbesondere durch v. Könen für die Harzgegend, durch Lepsius für das Rheinthal, durch Credner für das Erzgebirge erbracht.

Aufgabe. Zu ihrer Lösung kenne ich keine andern Wege als die, einerseits einen Zusammenhang zwischen absoluter Höhe und Faciesentwickelung des Diluviums nachzuweisen, andererseits diluviale Ausfüllungsmulden aufzusuchen, welche, nach Art der Königsberger, von früheren Hohlformen des Bodens Kunde geben. Leider ist das aus den höheren Theilen des Landes in dieser Hinsicht vorliegende Material bisher äusserst spärlich.

Kehren wir nun zur Gliederung des Königsberger Diluviums zurück, so finden wir unter der »Thongruppe« noch 22—56 Meter Diluvium, in welchem i. a. Geschiebemergel überwiegt und zwischen und unter diesem Spathsand zum Theil mit Grand verbunden, in 0, 1, 2, 4 oder 5 Lagen vorkommt, mithin den Geschiebemergel in 1, 2 bis 5 Bänke trennt. Da nun auch über der Thongruppe noch 2—3 Geschiebemergel beobachtet sind, so könnte man nach der beliebten Methode 8 Grundmoränen und ebenso viele Vergletscherungen unterscheiden. Klar ist sofort, dass ein solcher Schluss nicht gerechtfertigt wäre. Abgesehen von der, auf der Hand liegenden allgemeinen Unwahrscheinlichkeit desselben, spricht dagegen auch der Umstand, dass die Gliederung zum Theil schon in nahe benachbarten Bohrprofilen verschieden ist. Ganz besonders auffällig tritt uns letztere Erscheinung in der thonlosen Diluvialfacies B. entgegen, wo eigentlich jedes Einzelprofil von seiner Nachbarschaft völlig abweicht. Trotzdem hat auch dort das Diluvium einen ganz bestimmten Charakter: Es ist eine einzige grosse Moränenmasse, ein einziger Geschiebemergel, durchschwärmt von zahllosen Sand- und Grandlinsen, welche meist geringe Mächtigkeit und durchweg unbedeutende Horizontalerstreckung besitzen. Die Unregelmässigkeit dieser Sande und Grande ist hier, wie in andern Diluvialmergelgebieten, auch dem Brunnenmacher wohl bekannt, welcher weiss, dass er in dicht nebeneinander stehenden Brunnen ganz abweichende Wasserverhältnisse, ganz verschiedene »Wasseradern«, wie er sich ausdrückt, finden kann. Wo soll man nun die Grenze ziehen? welche Bänke soll man dem Oberdiluvium, welche dem Unterdiluvium zuweisen? Diese Frage sei in einem folgenden Abschnitt kurz behandelt.

III. Die Kennzeichen des Oberdiluviums.

Nach dem Vorgange Berendt's bezeichnen wir in Norddeutschland alle diejenigen mit Grundmoränen-Struktur begabten Vorkommnisse, welche von keiner anderen Bank überlagert werden, als Oberdiluvialmergel. Da dies Merkmal für den unteren Mergel positiv, für den oberen aber nur negativ ist, so kann man unteren Mergel zwar als solchen in 1000 Fällen leicht erkennen; aber von gewissen einzelnen, lokalen Vorkommnissen bestimmt zu sagen, dies sei oberer Mergel, ist sehr schwierig und bisweilen unmöglich. So konnte es denn nicht ausbleiben, war vielmehr selbstverständlich, dass sowohl in der Mark wie in Sachsen und in Ost- und Westpreussen Vorkommnisse für oberdiluvial gehalten wurden, die sich später als »unterdiluvial« herausstellten, indem »Unterdiluvium« auf grössere wie kleinere Erstreckungen die Oberfläche bilden kann. Petrographische Unterschiede existiren nicht. Gelbbraun gefärbter Diluvialmergel, Sande und Grande von der Struktur des oberen, ja sogar »Dreikanter«, all das ist bei den Aufnahmen theils der Mark, theils Westpreussens auch im Unterdiluvium beobachtet. Aus Berendt's Darstellung könnte man zwar schliessen, dass die Beimengung von Braunkohlenkörnchen ein Specificum des unteren Mergels sei. Aber Glaukonitkörnchen, Phosphoritknollen und senone harte Kreide, — jene drei Materialien, die in Ost- und Westpreussen dem heimischen Untergrunde entstammen und somit für den Aufbau des dortigen Diluviums dieselbe Rolle spielen, wie die Braunkohlen der Mark, — jene drei Materialien, sage ich, kommen in Ost- und Westpreussen sowohl in den tiefsten, wie in den höchsten Schichten des Diluviums vor. Mehrfach, so z. B. bei Mewe, ist gerade die oberste Mergelbank ganz besonders reich an heimischem Material.

Das Lagerungsverhältniss bietet mithin bis jetzt den einzigen Unterschied zwischen Ober- und Unterdiluvium Berendt's. Beide müssen als analog gebildete Formationen, bezw. Formationsabtheilungen angesehen werden. Und da, nach den lehrreichen Zu-

sammenstellungen von Penck[1]) und Klockmann[2]), der Oberdiluvialmergel im Vergleich zum unteren ein zwar kleineres, aber doch noch immer sehr grosses Gebiet einnimmt, so sollten beide in ihrer Masse, ihrer Mächtigkeit wenigstens, nicht allzu sehr verschieden sein. Kann die nur wenige Meter mächtige oberste Mergelbank etwa vereint mit dem gleichfalls geringmächtigen oberen Grand, Sand und Deckthon, kann dies der alleinige Vertreter einer ganzen »zweiten Vergletscherung« sein, wenn das bis 130 Meter mächtige »Unterdiluvium« mit seinem complicirten Schichtenbau der Absatz einer »ersten Vergletscherung« ist? Das ist nicht wahrscheinlich. Die rein stratigraphische und für kartographische Zwecke heute geradezu unentbehrliche Eintheilung in »oberes« und »unteres« Diluvium deckt sich also keineswegs mit der durch die geologische Theorie geforderten Trennung in Absätze einer ersten und zweiten Glacialzeit.

Ein trennendes Merkmal würden die Geschiebe bilden, falls sich die Angaben der Schweden[3]) über die verschiedene Richtung des älteren und jüngeren Eisstromes auch auf deutschem Gebiete bestätigen sollten. Es ist sehr wahrscheinlich, dass dies der Fall sein wird; denn einmal sind die aus Schweden vorliegenden Beobachtungen an sich klar und bestimmt; sodann weisen die durch Wahnschaffe[4]) bei Velpke und Rüdersdorf entdeckten zweierlei Schrammensysteme, sowie die sich unzweifelhaft kreuzenden Transportrichtungen der Geschiebe (Intercrossing Erratics Geikie's) auch bei uns mit gleicher Bestimmtheit auf einen solchen Wechsel der Eisbewegung hin. Nehmen wir daher die Muthmassungen der

---

[1]) Penck, Mensch und Eiszeit. Archiv für Anthropologie. XV, Taf. III, 1884.

[2]) Klockmann, Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels. Jahrb. d. geol. Landesanst. für 1883, S. 238—266.

[3]) Torell 1865; seitdem zahlreiche bezügliche Publikationen Verschiedener, zuletzt: de Geer, om skandinaviska landisens andra utbredning. Geologiska Fören. i Stockholm Förh. No. 91, p. 436—466, deutsch von Wahnschaffe in Zeitschr. d. geol. Gesellsch. 1585, S. 177—206, Tab. XII—XIII.

[4]) Wahnschaffe, Die Gletschererscheinungen bei Gommern, Zeitschr. d. geol. Gesellsch. 1883, S. 831—848, Tab. XXVII und die dort mitgetheilte Literatur; und Beitrag z. Kenntn. d. Rüdersdorfer Glacialerscheinungen, Jahrb. d. geol. Landesanstalt f. 1882, S. 219—227.

Schweden, insbesondere de Geer's, als richtig an, so müssen wir der zweiten Vergletscherung eine ostwestliche Richtung zuschreiben, und alle Schichten, deren Material auf eine solche Richtung verweist, als »Jungglacial« einem »Altglacial« gegenüberstellen. Leider fehlt es bis jetzt völlig an einschlägigen Geschiebeuntersuchungen auf deutschem Gebiet. Der naheliegende Wunsch, dass bei der Beschreibung von Geschieben die Diluvialschicht, in welcher dieselben lagern, angegeben werde, ist zwar seit Jahren von mir und zahlreichen Anderen ausgesprochen, aber von Niemandem erfüllt worden. Die Aufgabe ist auch schwieriger, als die der Sache Fernerstehenden glauben mögen. Denn, wenn es darauf ankommt, seltene Geschiebe und schöne instruktive Exemplare häufigerer zu finden, so ist man stets auf Sammler, insbesondere gewöhnliche Arbeiter, angewiesen; und selbst bei persönlichem Sammeln wird man kaum umhin können, entweder auf zusammengetragenen Steinhaufen, oder an solchen Aufschlüssen, wo eine natürliche Aufbereitung aus verschiedenen Schichten (z. B. Schulauer Ufer bei Altona) stattgefunden hat, zu suchen. Wenn z. B. der esthnische Pentamerenkalk, den F. Römer unter den durch Meyn am Schulauer Ufer gesammelten Geschieben fand, wirklich, wie die Mehrzahl der Letzteren, dem dortigen »Unterdiluvialmergel« (Korallenmergel Aut.) entstammte, so wäre damit entweder der ganze baltische Eisstrom widerlegt, oder auch Holsteins Unterdiluvium Berendt (— Meyn's Mitteldiluvium z. Th.) der zweiten Vergletscherung überwiesen. Dies nur ein Beispiel, um darzuthun, wie alle bisherigen deutschen Geschiebe-Bearbeitungen für die Beurtheilung der vorliegenden Frage unbrauchbar sind. Auch eine ad hoc auszuführende besondere Untersuchung bietet grosse Schwierigkeiten.

Reine Oberdiluvialaufschlüsse sind zwar reichlich vorhanden und leicht auszubeuten, die Zusammensetzung ihres Geschiebematerials beweist aber nichts, da unser Oberdiluvium überall reichlich Material des Unterdiluviums aufgenommen haben kann. In grösseren Aufschlüssen im Unterdiluvium darf der Geolog, wenn er von zufälliger Beimischung oberdiluvialer Geschiebe sicher sein will, nur ganz persönlich sammeln. Selbstredend werden dadurch

nur kleinere Geschiebemengen gewonnen. Seltene, sowie in kleinen Geröllen schwer erkennbare Geschiebearten sind mithin zu negativen Beweisen absolut unverwendbar; ihre glückliche Auffindung wäre natürlich beweisend, kann aber nicht erwartet werden. Sind nun Geschiebearten mit sicher östlicher Herkunft überhaupt nicht allzu zahlreich nachgewiesen, so fehlen unter den häufigeren und auch in kleinen Stücken erkennbaren Arten solche von sicher östlicher Herkunft fast völlig, zumal sich immer mehr herausstellt, dass der grösste Theil der Geschiebe weder aus Schweden noch aus Esthland, sondern aus der dazwischen liegenden Ostsee gekommen ist. Nicht einmal die von KIESOW gesammelten Devongeschiebe der Danziger Gegend sind nach GREWINGK[1]) livländische.

Von den Rappakiwis und Porphyren der Ålandsinseln, den hauptsächlichsten »Leitblöcken« DE GEER's, erkennt letzterer selbst an, dass sie in Ostpreussen, Pommern und Brandenburg wahrscheinlich in beiden Moränen vorkommen. WAHNSCHAFFE[2]) fand sie zwar in den von ihm untersuchten Theilen der Mark, der Provinz Sachsen und Rügens nur im oberen, nicht im unteren Diluvium; da aber der dichte Quarzporphyr Ålands in dem jetzt allgemein zum Unterdiluvium gestellten Geschiebelehm der Leipziger Gegend liegt, so ergiebt sich wieder eine Ungewissheit zwischen 3 Möglichkeiten: 1. Entweder gehört der Leipziger Lehm doch in's Oberdiluvium, oder 2. Ålandsporphyr lässt sich nicht sicher von gewissen unbekannten Vorkommnissen unterscheiden; oder 3. er kommt auch im Unterdiluvium der Mark vor. Da bei Leipzig die so auffälligen Ålandsrappakiwi bisher nicht gefunden zu sein scheinen, so scheint die sub 2 genannte Möglichkeit die relativ grösste Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Unter den untersilurischen Geschieben weisen nach dem von DAMES[3]) gegebenen Verzeichniss der Berliner Vorkommnise nur die sub 8—11 aufgeführten mit einiger Sicherheit auf den Nord-

---

[1]) GREWINGK, Verbreitung baltischer Geschiebe. Sitzungsber. der Dorpater Naturf. Gesellsch. Juni 1883, S. 523.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 204—205.

[3]) BERENDT u. DAMES, Geognost. Beschr. d. Gegend v. Berlin. Herausgegeben v. d. K. pr. geol. Landesanstalt 1880.

osten, nämlich auf Esthland. Es sind dies der Backsteinkalk, der Cyclocrinuskalk, das Sadewitzer Gestein und ein hellgrau-gelblicher, röthlich gefleckter, äusserst dichter, splittriger Kalk mit *Murchisonia bellicincta*. Ihr Fehlen in den als »unterdiluvial« angesprochenen Schichten zu constatiren, wäre also in der That wichtig, und sollte dies um so mehr versucht werden, als die betreffenden Kalke und die losen Versteinerungen des Sadewitzer Gesteins sehr charakteristisch und auch bei Berlin nicht selten sind.

Aus dem Obersilur kann zur Zeit nur der *Pentamerus*-Kalk als »Leitgeschiebe« benutzt werden. Alle anderen Vorkommnisse, insbesondere der vielbenutzte Beyrichienkalk stehen unzweifelhaft unter der Ostsee in ausgedehnten Zonen an.

Da auch die esthnischen Vorkommnisse selbstredend mindestens mehrere Meilen westlich in der Ostsee fortstreichen können, so lässt sich aus den in Ostpreussen vorkommenden Geschieben derselben, wie ein Blick auf die Karte lehrt, ein von der Nord-Südrichtung bedeutend abweichender Transport nicht feststellen. Aber je weiter wir nach Süden und Westen im Diluvialgebiete gehen, je grösser mithin die Entfernung vom Ursprungsgebiete wird, um so kleiner wird der Winkel, unter dem letzteres vom Fundort des Geschiebes erscheint, um so genauer lässt sich mithin die Transportrichtung construiren.

Für entfernt liegende Gegenden könnten selbst solche Gesteine, welche anstehend nicht bekannt sind, aber im nordöstlichsten Deutschland wesentlich häufiger als anderwärts auftreten, als Leitgeschiebe benutzt werden. Dies gilt insbesondere von den Kugelsandsteinen, welche in Ostpreussen häufig, und auch in Westpreussen und den Niederlanden beobachtet sind [1]), aus zwischenliegenden Gegenden aber merkwürdiger Weise nicht erwähnt werden; dies gilt in gleicher Weise von dem dunklen, thonig-kalkigen, eisenoolithischen Kelloway-Gestein mit *Ammonites (Amaltheus) Lamberti* und *Amm. (Cosmoceras) ornatus*; dasselbe

---

[1]) Jahrb. d. geol. Landesanstalt f. 1881, S. 571—582, Tab. XVIII und Zeitschr. d. geol. Ges. 1884, S. 734—736.

ist in Westpreussen bereits wesentlich seltener als in Ostpreussen, und bei Berlin (nach Dames) sehr selten. Kurland, das nördlichste Ostpreussen und die zunächst angrenzenden Theile der Ostsee dürften mit Sicherheit als Heimathsgebiet dieser sehr charakteristischen, leicht kenntlichen Geschiebe anzusehen sein.

Leitgeschiebe, nach denen Ober- und Unterdiluvium zu trennen wären, lassen sich mithin zur Zeit für Ostpreussen nicht angeben. Für alle westlicher gelegenen Gegenden des Norddeutschen Flachlandes könnten die wenigen oben genannten Gesteine Leitgeschiebe liefern; es ist sehr wünschenswerth, dass Vorkommen und Häufigkeit derselben in den verschiedenen Etagen des Diluviums festgestellt werden; aber bekannt ist darüber nichts. Da indess sich unter grossen Winkeln schneidende, verschiedene Geschieberichtungen von Ostpreussen bis zur Elbemündung nachgewiesen sind, sicher schwedisches Material in Sachsen und sicher esthnisches bei Jever und Gröningen gefunden ist, so müssen wir auch für unser Gebiet 2 Perioden wesentlich verschiedener Bewegungsrichtung annehmen; lediglich nach Analogie der schwedischen Verhältnisse, sowie an der Hand der Schrammenmessungen Wahnschaffe's bei Velpcke, dürfen wir vermuthen, dass die jüngere Richtung uns die esth- kur- und livländischen Geschiebe gebracht hat. Zwar schliesst de Geer gerade die russischen Ostseeprovinzen vom jüngeren »baltischen« Eisstrom aus; ich meine aber, dass, wenn von ihnen aus Geschiebe einerseits nach Kijew, andrerseits nach Holland transportirt wurden, wir gerade für diese Länder einen »baltischen« Eisstrom von einem nordsüdlichen unterscheiden müssen. So lange, bis in dem Vorkommen gewisser Geschiebe ein Merkmal für die Erkennung des oberen und unteren Diluvialmergels gegeben sein wird, dürfen und können wir beide nicht anders unterscheiden, als durch den Nachweis trennender Interglacialschichten.

IV. Interglaciale Schichten in Norddeutschland.

Nicht jede Einlagerung von Sand, Thon oder selbst ganzen Schichtenfolgen geschlämmter Sedimente — nicht jede solche Einlagerung im Geschiebemergel bedeutet einen Rückzug des

Gletschers. Ein zeitweises Schwimmen der Eisdecke genügt nach BERENDT [1]) zur Erklärung der geschichteten Einlagerungen des Diluviums vollständig. Nach BERENDT wäre die Hauptmasse der letzteren demnach im Wasser unter dem Eise abgelagert. Auch unter einer im Allgemeinen fest aufliegenden Eisdecke mussten subglaciale Wasserläufe geschichtete Bildungen absetzen, wie ich anderwärts gezeigt habe [2]). Mit subglacialer Ablagerung wohl vereinbar erscheint z. B. das Thalprofil von Section Friedrichsfelde bei Berlin, welches KEILHACK [3]) S. 165 abbildet. Die Gründe, weshalb nach KEILHACK die meisten Sande aus offenen Gletscherbächen und nicht subglacial abgesetzt sein sollen, treffen, soweit sie von der Structur hergeleitet sind, nur die stillen Wässer der BERENDT'schen Theorie, aber nicht jene, theils rasch, theils langsam subglacial fliessenden Schmelzwässer, deren beträchtliche Thätigkeit ich (l. c.) auseinandergesetzt habe.

Nicht jedes Vorkommen diluvialer Thier- oder Pflanzenreste beweist interglaciale Schichtenbildung. Bei Rathenow, bei Rixdorf und anderen Punkten der Mark, bei Magdeburg und Leipzig, wie zu Succase bei Elbing liegen Süsswasserconchylien im Geschiebemergel, mithin in einer »Grundmoräne«. Dasselbe gilt von der Nordseefauna von Rothhof (Unterberg) bei Marienwerder, von einer Anhäufung von *Cyprina* und anderen Nordseemuscheln zu Meislatein bei Elbing, von einer bei Posilge gefundenen *Yoldia* (siehe oben Fig. 3) und mehreren anderen marinen Vorkommnissen West- und Ostpreussens. Sogar ein *Molar* von *Elephas primigenius* ist auf Section Heiligenbeil mitten im grauen Unterdiluvialmergel bei einer Brunnenanlage gefunden [4]). Solch sichtlich verschlepptes Material beweist mithin nichts für interglaciale Bildung.

Nicht beweisender ist die Mehrzahl der Vorkommnisse im Grande. Wenn schon die petrographische Beschaffenheit desselben auf den Auswaschungsrückstand einer Grundmoräne hindeutet, so

---

[1]) BERENDT, Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? Zeitschr. d. geol. Ges. 1879, S. 1—20.

[2]) JENTZSCH, die Bildung der preussischen Seen. Ebenda 1884, S. 699—702.

[3]) KEILHACK, vergl. Beobacht. an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. 159—176.

[4]) Durch Dr. KLEBS für das Provinzialmuseum erworben.

entspricht dieser Auffassung sein palaeontologischer Inhalt durchaus. Ueberall, wo er in Ost- und Westpreussen genauer untersucht wurde, zeigte er nur eine Mischung verschiedener Faunen: Eismeer-, Nordsee- und Süsswasserconchylien, daneben oft noch Reste von Landsäugethieren. In Gegenden, wo Meeresreste völlig fehlen, wie in der Mark, muss natürlich sein Faunencharakter einheitlich erscheinen, kann aber — wie Ost- und Westpreussen lehrt — für Ursprünglichkeit der Lagerstätte, mithin für interglaciale Bildung nichts beweisen.

Um ein Sediment als sicher ausserhalb des Gletschers gebildet (»extraglacial«) anzuerkennen, müssen wir vielmehr verlangen: Massenhafte oder wenigstens reichliche Anhäufung organischer Reste, einheitlichen Charakter derselben, Einbettung in geschiebearmen, wohlgeschichteten Sedimenten von einiger Mächtigkeit. Zu der speciellen Bestimmung, ob präglacial, interglacial oder postglacial, gehört dann noch die Feststellung des Alters gegenüber deutlichen Moränen oder deren Derivaten. Unter präglacial wird man dabei nur solche ältere Extraglacialbildungen zu bezeichnen haben, welche nach ihrem organischen und anorganischen Bestand der Diluvialzeit angehören, d. h. solche, welche zwar von keiner Moräne, wohl aber von Sedimenten nordischen Materials unterteuft werden. Denn der Einbruch nordischen Materials bezeichnet für Norddeutschland den Beginn der Diluvialperiode und einen wichtigen geologischen Zeitabschnitt.

So beginnt bei der grossen Transgression, welche das Cenoman einleitet, und welche mit dem Obersenon schliesst, ein Material, welches sich nicht nur von den chemischen, sondern auch von den mechanischen Absätzen der Jurazeit wesentlich unterscheidet. Grobe Quarzkörner treten auf, wie sie den Sanden des kurischen Kelloway und des Camminer Lias völlig fehlen; Glaukonitkörner erfüllen in Unmassen alle feineren Sande und legen Zeugniss ab von einer Zufuhr neuen Schuttes, die nur aus dem skandinavischen Horst gekommen sein kann. Denn unbekümmert um die Interna des chemischen, stellenweise vielleicht durch Organismen vermittelten Processes, welcher den Glaukonit bildet, wissen wir doch, dass, gegenüber den ausgelaugten Jurasanden,

Thonerde, Eisen und Alkalien zugeführt worden sein müssen; und in Anbetracht der durch ROTH [1]) betonten chemischen Schwerbeweglichkeit der Thonerde, ist es wohl wahrscheinlich, dass Feldspath-, Augit-, und Hornblendekörner etc. eines Mischsandes durch die chemische Einwirkung des salzhaltigen, kohlensäurereichen Meerwassers in situ oder nahezu in situ in Glaukonit umgewandelt wurden, die mithin als ein dem Meeresgrunde angehöriges Umwandlungsprodukt mechanisch zugeführter Silikate aufzufassen wären. Die traubige Gestalt der Glaukonitkörner verträgt sich mit dieser Erklärungsweise sehr gut.

In der tertiären Glaukonitformation Ost- und Westpreussens ist dies Material seines Kalkgehaltes beraubt, sonst aber unverändert. Das Meer, welches dasselbe ablagerte, hat den Glaukonit und selbst die Phosphatknollen der Kreide conservirt.

Es folgt die Braunkohlenformation, die bisher ausschliesslich Landbewohner (Pflanzen) geliefert hat; sofort zeigt sich der Einfluss gemeiner subaërischer Verwitterung. Die Phosphorite fehlen; der Glaukonit, obwohl in einzelnen Schichten (gestreifte Sande des Samlandes) von Neuem hereinbrechend, wird zersetzt und fehlt den meisten Schichten fast völlig; nur die charakteristischen groben Quarze, weil unzersetzbar, bleiben bis zuletzt, und beweisen, dass auch das scheinbar so abweichende Material unserer Braunkohlenformation im Wesentlichen der Kreide entstammt — das letzte Residuum eines unverkennbaren, grossartigen und langdauernden Verwitterungsprocesses.

Da, mit einem Male, haarscharf in den Schichten abschneidend, bricht das nordische Material herein. Unterschieden nicht nur durch seine nordische Herkunft, sondern mehr noch dadurch, dass es unverwittert, dass es das Produkt rein mechanischer Zerkleinerung ist. So bedarf es zur Kennzeichnung einer Schicht als diluvial nicht der Moränenstruktur, auch nicht des erratischen Blockes: Der Reichthum an Carbonaten und wasserfreien Silikaten bezeichnet selbst feine Sande und Thone, welche das Tertiär überlagern, als diluvial, als einer neuen grossen Periode angehörig.

---

[1]) ROTH, Ueber d. Serpentin. Abhandl. d. Berliner Akademie d. W. 1869.

Finden wir inmitten des Geschiebemergels oder der damit verbundenen Sande kalkfreie oder auffällig kalkarme Partien, so ist Beimengung tertiären Materials bewiesen. Finden wir solche Materialien aber fern vom Geschiebemergel, inmitten mächtiger kalkführender diluvialer Sedimentschichten, so ist eine Beimengung tertiären Materials wenig wahrscheinlich, sondern ein Wirken chemischer, zersetzender Kräfte — eine Extraglacialbildung anzunehmen. Am evidentesten liegt dieser Fall vor in der Paludinabank, welche BERENDT [1]) in zwei Bohrprofilen unter Rixdorf und im Süden Berlins bei etwa 40 Meter unter Berliner Null nachwies. Dass diese Berliner Paludinabank ausserhalb des Gletschers gebildet, ist eine der klarsten und sichersten Thatsachen des norddeutschen Diluviums. Minder sicher ist ihre interglaciale Stellung, da die sie begleitenden Glindower Thone zwar bei Werder, aber nicht in Berlin von Moränen unterlagert werden. Gleich sicher ist die extraglaciale Entstehung der Süsswasserkalke und diluvialen Diatomeenschichten in den Provinzen Sachsen und Hannover sowie in Anhalt [2]); aber ihr Alter bleibt wohl noch näher zu begründen; denn obwohl sie sämmtlich unzweifelhaft »unterdiluvial« und wahrscheinlich »interglacial« sind, ist für letztere Vermuthung noch kein entscheidendes Profil publicirt worden.

Wahrscheinlich interglacial ist dagegen der an Säugethierresten so reiche Sandhorizont zwischen den beiden Geschiebemergeln von Rixdorf [3]). Will man nicht alle die zahlreichen Reste dieser weit verbreiteten Etage als verschleppt hinstellen, was kaum berechtigt sein dürfte, so erhält man also im Unterdiluvium Berlins 2 durch eine Moräne getrennte Süsswasserbänke. So entschieden

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, S. 453—454.

[2]) KEILHACK, Jahrb. d. geol. Landesanssalt f. 1882, S. 33. LAUFER, Ibidem f. 1881, S. 496—500. WAHNSCHAFFE, Ibidem f. 1882, S. 438—439. LAUFER, Protokoll d. Vers. d. Centralausschusses d. Kgl. Landwirthschaftsges. f. Hannover vom 20.—23. Nov. 1883, S. 3—7 u. Hannoversche Land- und Forstwirthschaftliche Zeitung 1884, No. 41 und 42. JENTZSCH, Schriften d. phys. ökonom. Ges. 1881, S. 150—154. STRÖSE, Festschrift zur 37. Vers. deutscher Philologen und Schulmänner zu Dessau 1884, S. 1—26.

[3]) Wie u. a. schon WAHNSCHAFFE hervorhob, Tagebl. d. Magdeburger Naturforschervers. 1884, S. 314—317.

ich dies Vorkommen einer Interglacialzeit zurechne, würde ich es doch an sich noch nicht für allein beweisend halten.

Weit klarer für eine Interglacialzeit sprechen die marinen Schichten deren Verbreitung Taf. XXVII darstellt. Als ursprüngliche Absätze offenen Meeres müssen wir folgende Vorkommnisse ansprechen:

1. Den Cyprinenthon Schleswigs und Dänemarks. Marine Ablagerung und unterdiluviales Alter sind über jeden Zweifel erhaben; die Lagerungsverhältnisse sind jedoch sehr gestört, und die Berichte ergeben keine definitive Entscheidung darüber, ob derselbe präglacial oder interglacial ist. Immerhin beweist sein Auftreten unwiderleglich die Existenz eines Meeres in früher Diluvialzeit; für diesen letzteren Beweis sind auch noch die Schollen von Cyprinenthon verwendbar, da solche nie weit transportirt worden sein können. Die Fundpunkte sind eingetragen nach MEYN's geogn. Uebersichtskarte von Schleswig-Holstein [1]), so wie nach dessen ältern Fundangaben [2]), die merkwürdiger Weise auf seiner Karte nicht berücksichtigt sind, aber von GOTTSCHE [3]) bestätigt und vermehrt werden, endlich nach FORCHHAMMER's Karte Schleswig-Holsteins [4]). Das Vorkommen auf Langeland ist nach einer gefälligen brieflichen Mittheilung des Herrn Professor JOHNSTRUP in Kopenhagen eingezeichnet. Bemerkenswerth ist die durch GOTTSCHE erwähnte kleine Sandeinlagerung mit *Valvata*, *Pisidium* und *Anodonta* von Kekenis auf Alsen. Der Cyprinenthon enthält *Cyprina islandica*, *Corbula nucleus*, *Nassa reticulata*, Wirbel von Fischen und zahlreiche marine Diatomeen.

2. Die Muschelbänke von Blankenese bei Altona, Tarbeck und Fahrenkrug bei Segeberg und Waterneversdorf bei Lütjeburg. Das von MARTENS gegebene Verzeichniss der dortigen Conchylien [5]), sowie die Diatomeenflora [6]) von Fahrenkrug ergeben nur Nordsee-

[1]) 1 : 300000, herausgegeben von der Kgl. Geol. Landesanst. Berlin 1881.

[2]) Bericht über d. 47. Versamml. d. Landwirthe in Kiel 1847, S. 567—568; Altona 1848.

[3]) Die Sedimentgeschiebe Schleswig-Holsteins. Yokohama 1883, S. 3—4.

[4]) Festgabe f. d. Vers. deutscher Landwirthe in Kiel 1847.

[5]) LOSSEN, Boden der Stadt Berlin 1879, S. 842 — 843.

[6]) CLEVE und JENTZSCH, Schriften d. phys.-ökon. Ges. 1882, S. 132—134 u. 158.

und eingeschwemmte Süsswasserformen, denen Gottsche *Saxicava arctica* var. *Uddevallensis* von Tarbeck zugefügt hat. Die Lagerung ist verschieden dargestellt worden. Meyn [1]) stellte Tarbeck und Waterneversdorf zum (oberdiluvialen) Geschiebesand, Blankenese sei zweifelhaften Alters. L. v. Buch [2]) stellt Tarbeck zum Geschiebesand, parallelisirt Waterneversdorf damit und beide mit den schwedischen und norwegischen Muschelbänken (*Uddevalla* etc.). Beyrich hat nachgewiesen [3]), dass die Muschelbänke von Tarbeck, Fahrenkrug und Blankenese durch echte »Geschiebeformation« bedeckt werden und Berendt [4]) bildet ein Profil von Fahrenkrug ab, welches dies klar beweist; trotzdem hat Gottsche [5]) die Austernbank von Blankenese ins Oberdiluvium gestellt; ich selbst habe auf Grund meiner Besichtigung des Aufschlusses (unter Gottsche's Führung) 1876 die Zugehörigkeit zum Unterdiluvium Berendt's nachgewiesen [6]). Neuerdings hat nun Gottsche [7]) über den Muschelbänken von Tarbeck den oberen Geschiebemergel deutlich beobachtet und ist nunmehr geneigt auch Blankenese ein unterdiluviales Alter zuzuschreiben.

Damit ist nunmehr wohl definitiv das Vorkommen der Muschelbänke mit Nordseefauna im Holsteinschen Unterdiluvium (Berendt non Meyn) nachgewiesen.

Eine weitere Bestätigung erfährt das unterdiluviale Alter der dortigen Nordseefauna durch die Auffindung einer Austerbank bei Stade [8]), welche eine reiche Nordseefauna enthält. Ein Blick auf das Profil genügt, um die Zugehörigkeit zum Unterdiluvium über allen Zweifel zu erheben.

Um so ungewisser blieb bisher das Liegende dieser Nordseeschichten. Bei Blankenese habe ich zwar nach den beobachteten

---

[1]) Kieler Bericht 1848, S. 577.

[2]) Muschelumgebung d. Nordsee. Sep. aus Berl. Monatsber. 1851, S. 4—5.

[3]) Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1852, S. 498—499.

[4]) Diluvialablagerungen d. Mark Brandenburg 1883, Fig. 5.

[5]) Skizzen zur Geognosie Hamburgs 1876, S. 15. (Sep. aus Festschr. der Hamburger Naturforscherversamml.)

[6]) Schriften d. phys.-ökonom. Ges. 1876, S. 131.

[7]) Sedimentärgeschiebe. Yokohama 1883, S. 5, Anmerkung.

[8]) Focke, Abhandl. d. naturw. Vereins in Bremen, Bd. VII, S. 284—291; Tab. XX, Bremen 1882.

Aufschlüssen und der Terraingestaltung den Eindruck gewonnen, dass der »Korallenmergel« (unterer Geschiebemergel) des Schulauer Ufers älter als die Austerbank sei, aber beweisende Aufschlüsse habe ich nicht gesehen. Für die Stellung der Segeberger Fauna waren bisher BERENDT's Angaben maassgebend, dass fossilfreie Thone, welche BERENDT mit denen von Fahrenkrug vereinen möchte, sich südwärts bis in die Gegend von Oldesloe ausdehnen, und dass die durch Kammerrath KABELL mitgetheilten Bohrprofile südlich Oldesloe anscheinend ein von grösseren Geschieben fast gänzlich freies unteres Diluvium getroffen haben. KABELL's Tabellen [1]) sind mir leider nicht zur Hand. Ich bin indess in der glücklichen Lage aus der Stadt Oldesloe selbst — also den Thonen noch etwas näher — einige Profile vorzulegen, welche die Geschiebeführung des dortigen Unterdiluviums erweisen. Die Bohrproben, welche ich 1878 durch die Güte des Kgl. Oberbergamtes Clausthal erhielt, sind im Provinzialmuseum zu Königsberg aufbewahrt und von mir untersucht.

Hier sind die Profile:

1. Oldesloe, Pferdemarkt.

				Met. u. d. Oberfl.
	ca. 6 Met.	Grauer, (oberflächlich gelber) Thon und Thonmergel . .	bis	6,25
	0,25 Met.	Spathsand	»	6,50
	5,20 »	Thonmergel	»	11,70
	8,30 »	Spathsand	»	20,00
	5,20 »	Lehmiger Sand	»	25,20
	11,80 »	Thonmergel	»	37,00
	21,48 »	Spathsand mit Braunkohlenstückchen	»	58,48
Moräne 8,21 Met.	1,63 »	Geschiebemergel.	»	60,11
	6,58 »	Steinlager	»	66,69
	39,09 »	Thonmergel	»	105,78
	2,51 »	Grauer Diluvialmergel mit kl. Geschieben	»	108,29
	14,57 »	Grober Spathsand	»	122,86.

[1]) Specialbericht d. 24. Vers. d. Naturforscher zu Kiel, S. 53 ff.

2. Oldesloe a. d. Lübecker Strasse neben Keil's Hotel.

		Met. u. d. Oberfl.
2,0 Met.	Schutt	bis 2,0
39,82 »	Spathsand [bei 6,45 Meter Tiefe ein Bänkchen grauen Lehmes enthaltend] . . .	» 41,82
10,0 »	Grauer Diluvialmergel, scheinbar ohne Geschiebe	» 52,16
	Spathsand	» 55,00.

3. Oldesloe, Hamburger Strasse bei Gastwirth Ramm.

		Met. u. d. Oberfl.
9,0 Met.	Spathsand	bis 9,0
31,0 »	Grauer Geschiebemergel, arm an Geschieben	» 40,10
11,51 »	Spathsand	» 51,61.

4. Oberhalb Oldesloe, a. d. Trave bei der Sühlener Mühle.

(Mithin noch näher nach Fahrenkrug, doch immer noch $1^1/_2$ Meilen davon entfernt):

		Met. u. d. Oberfl.
45,60 Met.	Spathsand, oben grandig	bis 45,60
15,63 »	Grauer Geschiebemergel, arm an Geschieben	» 61,23
5,60 »	Spathsand, reich an Quarzen	» 66,83.

5. Oldesloe, vor dem Holzplatz des Bürgers Schröder, Hamburger Strasse.

		Met. u. d. Oberfl.
2,10 Met.	Schutt	bis 2,10
20,59 »	Grauer, thonähnlicher Geschiebemergel .	» 22,69
52,17 »	Spathsand	» 74,86.

Diese 5 Bohrungen beweisen:

1. Dass bei Oldesloe geschiebearme geschichtete Sedimente (Sand und Thon) in der That bis zu beträchtlicher Tiefe vorkommen;

2. dass sie unterlagert werden von geschiebeführenden Mergeln, welche als Moränen aufgefasst werden müssen;

3. dass diese letzteren auf Spathsand ruhen.

Damit haben mithin Kabell's Profile ihre Beweiskraft für ein geschiebefreies Unterdiluvium verloren; auffällig ist der rasche Wechsel von Thon und Sand; wahrscheinlich wird die Zugehörigkeit der Segeberger Nordseefauna zu einer bis 58 Meter mächtigen interglacialen Schichtengruppe; völlig beweisend sind indess auch diese neueren Bohrungen nicht, weil die Identität der Odesloer Thone mit denen von Fahrenkrug noch keineswegs definitiv festgestellt ist. Immerhin geben diese Profile wenigstens einen vorläufigen Anhaltspunkt für die Annahme mariner Interglacialbildungen in Holstein, an den anknüpfend hoffentlich bald ein Fachgenosse die letzte Lücke im Beweise ausfüllen wird.

Die sichersten Spuren wirklicher Interglacialbildungen finden wir in Ost- und Westpreussen. Dass die dortigen zahlreichen Fundstellen mariner Conchylien, deren weit über Hundert bekannt sind, durchweg dem Unterdiluvium Berendt's angehören, unterliegt nicht dem geringsten Zweifel[1]). Fast an jedem einzelnen Fundpunkte lässt sich die Ueberlagerung durch Geschiebemergel verfolgen. Wie schon oben ausgeführt, befindet sich indess der grösste Theil der Vorkommnisse auf secundärer Lagerstätte; das fast allgemeine Nebeneinandervorkommen von *Cardium edule* und *Dreissena polymorpha* meist noch mit *Yoldia arctica* ist dafür bezeichnend.

Auch die Fauna von Rothhof bei Marienwerder und Obuch's Ziegelei bei Mewe ist, obwohl homogen, verschleppt, weil im Geschiebemergel lagernd. Aber unter diesem kommt dieselbe Fauna im Sand vor, und lässt sich in diesem von Obuch's Ziegelei bis herab nach Jacobsmühle bei Mewe verfolgen. Dort am linken Gehänge des Fersethales, an dem reichsten bisher ausgebeuteten Fundort Norddeutschlands hat sich nicht eine einzige *Yoldia*, nicht eine einzige *Dreissena* gefunden, obwohl mindestens 10000 Conchy-

[1]) Jentzsch, die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1881, S. 546—570, giebt eins der zahlreich vorliegenden Beispiele.

lien (und grössere Bruchstücke von solchen) untersucht wurden. Ganz ebenso reich ist die Fauna der gleichen Sandschicht am gegenüberliegenden Thalgehänge; und doch nur 1200 Meter südöstlich enthält der Diluvialgrand an einem schlecht aufgeschlossenen ärmlichen Fundpunkte (unweit des Schützenhauses) neben Nordseeconchylien auch *Yoldia* und wenig entfernter an 2 andern Punkten kommt *Dreissena* vor. Freilich sind dies andere Bänke, und so dürfte gerade dieser Gegensatz die Reinheit und Ursprünglichkeit der Nordseefauna von Jacobsmühle um so mehr erhärten. Ebenso rein ist die Nordseefauna von Klein-Schlanz bei Dirschau, von welcher circa 1200, diejenige von Worms Gehöft zu Grünhof bei Mewe, Section Rehhof, von welcher gleichfalls über 1000 Exemplare durch meine Hände gingen. Hier die drei bei Weitem reichsten Fundorte des Weichselthales, völlig reine Nordseefauna, mit etwa 0,1 Procent Süsswasserconchylien, unter denen *Dreissena* fehlt, vermischt; und dicht daneben, rings um dieselben herum, zahlreiche unvergleichlich ärmere Fundpunkte mit gemischter Fauna in andern Schichten. Dies spricht so deutlich, wie irgend etwas für die Ursprünglichkeit. Die betreffenden Mollusken müssen irgendwo in der Nähe gelebt haben, können nicht durch den Gletscher verschleppt sein, der sie sonst mit den Yoldien und Dreissenen vermischt haben müsste, die überall ringsum, wenn auch spärlich, gefunden sind.

Die Aufschlüsse bei Jacobsmühle, Grünhof und Klein-Schlanz, welche genau dem gleichen geognostischen Horizont angehören, spreche ich mithin für echt marin, für echte Nordseeschichten, und zwar für interglacial an. Denn aus meiner citirten Abhandlung geht ihre Ueberlagerung durch mehrere Geschiebemergel klar hervor, und nicht minder ihre Unterteufung durch graue Geschiebemergel bei Klein-Schlanz. Die fortschreitenden Aufnahmen haben gezeigt, dass auch bei Mewe die Nordseesande über grauem Geschiebemergel liegen, der sich an der Fersemündung hoch heraushebt und hier einen Steilabsturz bildet. Es ist derselbe Geschiebemergel, in welchem ich daselbst 1880 zwei Klappen von *Yoldia* fand, so dass hierdurch zum ersten Male wir einen Beweis erhalten, dass *Yoldia* im Lande war ehe die

Nordseefauna bei Mewe sich ablagerte. Beide Faunen sind hier also durch einen Geschiebemergel, d. h. durch ein — mindestens locales — Vordringen der Gletscher getrennt. Die meisten Funde der *Yoldia* in Ost- und Westpreussen sprechen für ein hohes Alter derselben; aber keiner ist so beweisend wie dieser. Der gleiche graue Geschiebemergel lässt sich im Fersethal aufwärts bis Pr. Stargardt verfolgen, wo durch ein Bohrloch seine Mächtigkeit und sein Liegendes bekannt wurden. Das Bohrprofil, welches sich mithin nach unten an die von mir gegebenen Profile von Marienwerder [1]) und Mewe [2]) anschliesst, indem der tiefste, dort verzeichnete Geschiebemergel dem obersten Stargardter entspricht, ist folgendes:

		Met. u. d. Oberfl.
8 Met.	Brunnenschacht (nach Analogie benachbarter: Unterdiluvialsand)	bis 8,0
26,0 »	Grauer Geschiebemergel	» 34,0
4,5 »	Unterdiluvialsand	» 38,5
5,0 »	Geschiebemergel	» 43,5
2,5 »	sandiger Grand	» 46,0
2,0 »	Grauer Thonmergel mit einzelnen Geschieben (bezw. thonähnlicher Geschiebemergel) .	» 48,0
1,0 »	Grauer Geschiebemergel	» 49,0
7,0 »	Rothbrauner Thonmergel	» 56,0
3,5 »	Geschiebefreier Diluvialsand	» 59,5
5,0 »	Grandiger Sand bis sandiger Grand (mit Wasser)	» 64,5.

Damit ist wohl die interglaciale Ablagerung der Nordseefauna von Jacobsmühle pp. genügend nachgewiesen.

Wahrscheinlich interglacial ist auch die Cardiumbank von Vogelsang bei Elbing [1]), die mit Süsswasserschichten verbunden ist, ebenso der Diatomeenmergel von Wilmsdorf und Domblitten

---

[1]) Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1881, S. 563—565.

[2]) Dasselbe f. 1883, S. LXVI—LXVII.

[3]) Cleve und Jentzsch, Diatomeenschichten Norddeutschlands, Schriften d. physikal.-ökonom. Gesellsch. 1881, S. 129—170.

bei Zinten; von diesen ist die Ueberlagerung durch Geschiebemergel nachgewiesen, die Unterlagerung durch solchen nur vermuthet; sie beweisen mithin nichts für die Existenz einer Interglacialperiode. Der Valvatenmergel von Bielandt bei Elbing liegt zwar deutlich über Unterdiluvialmergel, doch ist es zweifelhaft, ob er möglicherweise als Scholle verschleppt ist. Auch er beweist mithin nichts für die vorliegende Frage. Die Yoldien- und Cyprinenthone von Reimannsfelde, Abbau Lenzen, Succase und Tolkemit sind zwar unzweifelhaft[1]) direkte Meeresabsätze und unterdiluvial, sie scheinen aber nicht eigentlich interglacial, sondern beim Herannahen des nordischen Eises abgelagert zu sein.

Aber nachdem wir im Weichselthale, in beschränktem Gebiet, die Existenz eines interglacialen Meeres erkannt haben, ist es doch möglich, dessen Ausdehnung wenigstens nach einzelnen Richtungen zu verfolgen. Die Mehrzahl der Conchylienfunde ist auf unserer Uebersichtskarte als verschleppt angegeben. Da nun keines unserer Geschiebe von Süd nach Nord transportirt ist, so muss das Diluvialmeer mindestens so weit nördlich gereicht haben, als wir marine Reste finden. Nach Süden und Südwesten sind dagegen voraussichtlich die Conchylien weit über die ursprüngliche Meeresgrenze hinaus verschleppt worden. Dem entsprechen die Thatsachen.

Nach Süd und West ist marine Diluvialfauna so weit es bebekannt, als die geognostischen Aufnahmen und gelegentliche Exkursionen reichen. Doch haben die Vorkommnisse meist deutlich den Habitus secundärer Lagerstätten, so z. B. in der Gegend von Bromberg, wo ich sie bei Ostrometzko, mit Dreissena untermischt, in den tiefsten Schichten des dortigen Diluviums beobachtete. In Bezug auf die Lage der zahlreichen Fundpunkte auf die geologische Specialkarte und die früheren Publikationen Berendt's und des Verfassers verweisend, begnüge ich mich mit einer Aufzählung der zur Zeit bekannten äussersten Vorposten.

Neuschottland, 4 Kilometer nördlich von Danzig, circa 10 Meter hoch. Das Danziger Provinzialmuseum besitzt den

---

[1]) Dieses »unzweifelhaft« muss betont werden gegenüber einigen Zweiflern.

rechten Kiefer einer als *Balaena* bezeichneten *Cetacee*, die nach freundlicher Mittheilung des Direktors Herrn CONWENTZ, echtem Diluvialsand entstammt.

Dommachau, Sektion Dirschau. An der Spitze eines Hügels, 160 Meter hoch, fand Verfasser im Geschiebelehm (der hier von Spathsand unterteuft wird) Schlieren, welche mit zahllosen Conchylienstücken erfüllt waren. Erkennbar waren: *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Scrobicularia*, *Tapes*, *Cyprina?*, *Nassa*, *Cerithium* und ? *Paludina*.

Barkoschin, Kreis Berent, 178 Meter hoch. Bei der Begehung der Eisenbahn-Baustrecke Hohenstein-Schöneck-Berent (Kilometer 8,1), fand Verfasser in dem von Geschiebedecksand überlagerten, mächtigen Unterdiluvialgrand eine abgerollte *Yoldia*. Etwas östlicher, bei Kilometer 15,2 im Grand ein Stückchen *Cardium edule*, und bei Kilometer 16 (Hoch-Liniewo) in dem mit unterem Geschiebemergel eng verbundenen Diluvialgrand: *Yoldia*, *Cardium edule* und *Paludina*.

Bobau, Sektion Dirschau, 68 Meter hoch. Im dortigen grandigen Unterdiluvialsande fand ich spärliche Brocken von Nordseefauna.

Klungkwitz bei Laskowitz, 80 Meter hoch. Herr HOYER, jetzt Landwirthschaftslehrer in Alsfeld, sammelte dort im Unterdiluvialgrand und sandte mir ein: *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Tellina*, *Mactra*, *Nassa*.

Bromberg. Auf der Prinzenhöhe, 70 Meter hoch, so wie etwa 4 Kilometer südwestlich bei Kiewitzblott sammelte Oberlehrer LEHMANN: *Cardium edule* und *Nassa reticulata*, welche F. RÖMER bestimmte, im Diluvialgrand. BERENDT bestätigte das Vorkommen und hob hervor, dass die betr. Grandbank in dem breiten Thale von Thorn bis Bromberg stets oberflächlich liegt. Bei einem Besuche der Prinzenhöhe sah ich diese Angabe zwar vollkommen bestätigt, fand aber auch, dass der Grand dort direkt auf Posener Septarienthon liegt. Ein klarer Anhalt für sein Alter ist dadurch nicht gegeben.

Diesen erlangt man zu Ostrometzko, an dem bekannten Knie der Weichsel östlich von Bromberg. Auch dort liegt (bei der

Ziegelei) Spathsand mit Grandbänken direkt über Posener Septarienthon; und eine dieser Bänke enthält, etwa 7—8 Meter über dem Thon, Nordseeconchylien und Dreissena; dass dieser Sand die tiefste Schicht des dortigen Diluviums bildet, lehrt sowohl sein Auftreten am Fusse des Thalgehänges, als das Vorkommen eines gleichen, 8,4 Meter mächtigen, grandigen Sandes in einem kaum 1/2 Kilometer entfernten Bohrloch, gleichfalls direkt über Posener Septarienthon, aber bedeckt von 40 Meter anderer Diluvialschichten.

Thorn, etwa 60 Meter hoch. Berendt fand Scherben von Nordseeconchylien am Jacobsfort und bei Czerniewitz nahe der russischen Grenze.

Gwisdczyn bei Neumark. Berendt erhielt von dort *Nassa reticulata*. Da das Terrain sehr coupirt und der Fundpunkt nicht näher angegeben ist, kann man nur annähernd die Höhe auf etwa 100—160 Meter schätzen.

Allenstein. Ein von mir[1]) beschriebenes Bohrprofil lieferte *Yoldia* und *Dreissena* aus 91 resp. 76 Meter Meereshöhe in geschichteten Sedimenten, die zwischen 2 Geschiebemergeln liegen.

Bergenthal, Eisenbahnstation zwischen Korschen und Allenstein, circa 170 Meter hoch. Aus dem dort für Eisenbahnbeschüttung abgebauten Diluvialgrand sandte mir Schachtmeister Neumann: *Cardium edule, C. echinatum, Mactra, Tapes, Cyprina, Yoldia, Astarte, Nassa, Dreissena.*

Langmichels bei Gerdauen, 50 Meter hoch. Das Profil ist: Deckthon, Geschiebemergel, Grand und Sand, Geschiebemergel. Direkt unter der obern Geschiebemergelbank liegt die Fauna, welche zuerst von Berendt, später von mir ausgebeutet wurde, untersucht durch mehrere lokale Sammler, insbesondere Pfarrer Heinersdorff, Gutspächter Drope, Schachtmeister Neumann u. A.; sie besteht aus *Cardium edule, C. echinatum, Ostrea, Mactra, Tapes, Cyprina, Yoldia, Astarte, Nassa, Paludina, Valvata, Dreissena.*

Pr. Eylau. 2 Kilometer von der Stadt, circa 80 Meter hoch (an der Chaussee nach Landsberg) fand ich bei Grünhöfchen in

[1]) Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. LXVIII—LXIX.

dem von Geschiebemergel bedeckten, grandigen Unterdiluvialsand Bruchstücke von *Cardium edule, Mactra* und *Paludina.*

Zinten, gegenüber der Stadt, circa 120 Meter hoch, links des Jäcknitzthales im Unterdiluvialsand beobachtete KLEBS Diluvialconchylien, ebenso bei Grünhöfchen, rechts des Omaza-Flusses, 4 Kilometer südlich von Heiligenbeil. Bestimmungen derselben liegen nicht vor.

An Fundpunkten, welche bisher, weder auf geol. Karten, noch in der Literatur erwähnt sind, wurden ausserdem eingetragen:

In Ostpreussen: Minten und Kleitz, Blatt Krekollen, nach gefälliger Mittheilung des Herrn Dr. SCHRÖDER; städtische Grandgrube zu Mehlsack, Grandgrube an der Chaussee Mehlsack-Wilknitt, gefunden durch JENTZSCH und KLEBS; Wormditt, Wölken, Lawden und Hermenau bei Mohrungen, gefunden durch Dr. KLEBS bei Bearbeitung der Sektion Wormditt; Bischoffstein, eingesandt durch Apotheker HELLWICH; Rombitten bei Saalfeld, nach dem im Danziger Provinzialmuseum liegenden Material. Um Heilsberg konnte ein unregelmässiger Schwarm angegeben werden, nach der gefälligen Mittheilung des Herrn Dr. KLEBS, dass auf jedem der dortigen Messtischblätter Heilsberg, Süssenberg und Gr. Peisten mehrere Fundpunkte bekannt seien.

In Westpreussen sind noch neu: Ein Punkt westlich Garnsee (nach gefälliger Mittheilung des Herrn Dr. EBERT); Rondsen bei Graudenz aufgefunden vom Verfasser 1883, und unabhängig davon durch Dr. EBERT 1884. Gr. Mierau bei Schöneck (Kilometer 37,1 der Eisenbahn Hohenstein-Berent) aufgefunden vom Verfasser; Grubnoer Parowe bei Kulm, entdeckt durch Herrn Pfarrer HEINERSDORFF, und die oben erwähnten neuen Bohrlöcher in Riesenburg 26 — 33 Meter tief. Auch Herr HOYER erzählte mir, dass er in einer Parowe (Wasserriss) bei Kulm reiche Diluvialfauna gefunden habe; endlich Jesewitz, Sektion Münsterwalde, nach dem von Dr. G. MEYER gesammelten Material.

Etwas beschränkter ist der Verbreitungsbezirk der *Yoldia.* Ein kleines Gebiet wird durch die drei Fundpunkte Barkoschin und Hoch-Liniewo (s. o.) und durch Mestin, Sektion Dirschau bezeichnet. Bei Mestin fand Verfasser im Grand, direkt

unter Geschiebemergel, *Yoldia* und ein plattes Schalenfragment, anscheinend *Cyprina*.

Dies kleine z. Z. streifenartige Yoldiagebiet wird sich bei genauerem Nachsuchen wohl sicher als grösser herausstellen.

Die Grenze des Hauptgebiets der *Yoldia* geht von den Yoldia- und Cyprinenthonen von Tolkemit, Succase, Abbau-Lenzen, Reimannsfelde und Steinort in zahlreichen, sichtlich verschleppten Vorkommnissen über Elbing, Posilge (siehe oben Fig. 3), nicht wenige Unterdiluvialgrande der Weichselgegend (siehe die Blätter Marienwerder, Rehhof und Mewe der geologischen Specialkarte), in denen *Yoldia* mit Nordseefauna, *Dreissena* und *Paludina* zusammenliegt, nach Altstadt, südlich von Christburg (Sektion Elbing). Dort sammelte ich im Unterdiluvialgrand *Yoldia* neben *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Tellina*, *Cyprina*, *Nassa* und *Dreissena*.

Zu Maldeuten, Sektion Elbing, sammelte ich im Unterdiluvialgrand: *Yoldia* neben *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Mactra*, *Cyprina*, *Nassa*, *Paludina*, *Valvata* und *Dreissena*.

Bei Begehung der Eisenbahn-Baustrecke Zajonskowo-Löbau fand ich in dem zur Beschüttung des Planums verwendeten Diluvialgrand, welcher aus der Raudnitzer Forst, dicht an der Eisenbahn Deutsch-Eylau-Weissenburg stammt: *Yoldia* neben *Cardium edule*, *Cyprina* und *Dreissena*.

Von hier ab fällt die Grenze der *Yoldia* mit derjenigen der marinen Fauna überhaupt zusammen: Allenstein, Bergenthal, Langmichels; aus den nicht genauer untersuchten, ärmlichen Fundorten bei Pr. Eylau und Zinten ist zwar *Yoldia* nicht bekannt, aber an den nächst-südlicheren Aufschlüssen durchweg nachgewiesen. So fand ich sie kaum 4 Kilometer vom äussersten marinen Punkt bei Pr. Eylau entfernt, zu Gallehnen im Sand unter Geschiebemergel, mit *Cardium edule* und *Dreissena*.

Und zu Jäcknitz, $2^1/_2$ Kilometer südwestlich von Zinten, sammelte ich gemeinsam mit Dr. KLEBS im Unterdiluvialgrand: *Yoldia* mit *Cardium edule*, *Mactra* und *Dreissena*.

Dass die Nordsee von Mewe in nordöstlicher Richtung mindestens annähernd so weit reichte, lehren die Aufschlüsse bei

Heilsberg; die dort durch BERENDT am Oelmühlenberg entdeckte Muschelbank hat KLEBS[1]) weiter verfolgt und nachgewiesen, dass dieselbe marin und in geschichteten Sedimenten eingebettet ist, welche zwischen 2 Geschiebemergeln liegen. Also auch bei Heilsberg wie bei Mewe eine sicher interglaciale Nordseefauna!

Nördlich der angegebenen Grenze ist keine Meeresfauna im preussischen Diluvium bekannt, obwohl gerade der gesammte, nördlich dieser Gegend liegende Theil mit einziger Ausnahme der äussersten Nordspitze geologisch durch BERENDT (in kleineren Theilen durch Verfasser und KLEBS) kartirt worden ist.

Trotzdem sind dort, wenn auch als Seltenheit, Conchylien gefunden. Unbestimmbare Fragmente fand ich bei Wehlau und Insterburg. Im Unterdiluvialgrand von Lauth, 3—4 Kilometer östlich Königsberg, sammelte ich 3 Exemplare *Dreissena*; endlich lieferte kürzlich ein Bohrloch in der Kaserne zu Insterburg bei 30—40 Meter Tiefe eine *Paludina* und eine Anzahl glatter Fragmente, die zwar nicht näher bestimmt werden können, aber wahrscheinlich gleichfalls Süsswasserconchylien angehören.

Die negativen Beweise gegen eine weiter nördliche Ausdehnung des Interglacialmeeres sind also ziemlich stark, um so mehr, als gerade in diesen nördlichen Theilen Ostpreussens Knochen von Land-Säugethieren relativ häufig gefunden werden. Die bisher reichsten Fundgruben für solche waren in Ostpreussen Neudamm und Craussen bei Königsberg (zwischen welchen beiden Orten Lauth liegt) in einer wahrscheinlich gleichalterigen Grandbank, und Puschdorf zwischen Wehlau und Insterburg, gleichfalls im Grand, beide unzweifelhaft von Geschiebemergel unterlagert.

Gewinnt es hiernach den Anschein, als fehlten marine Interglacialschichten nördlich der Pregellinie, und würden vertreten durch gleichaltrige Süsswasserbildungen, so findet diese Vermuthung ihre volle Bestätigung durch die Verhältnisse zu Purmallen und Gwilden bei Memel.

---

[1]) Der Deckthon und die thonigen Bildungen d. unteren Diluviums um Heilsberg. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. 615.

Die Kohle von Purmallen bei Memel ist von mir bereits 1876 zum Quartär[1]), von Grewingk 1878[2]) bestimmter zum erratischen Diluvium gestellt worden; und obwohl ich mich dessen Deutung damals sofort angeschlossen[3]), auch 1880 noch weitere Beweise für die Richtigkeit derselben beigebracht habe[4]), ist dennoch dieses für die Gliederung des norddeutschen Diluviums höchst wichtige Vorkommniss ignorirt worden, ja Berendt[5]) hat noch neuerdings die Purmaller Kohle als Tertiärscholle bezeichnet. Die Gründe, welche für ihre Stellung im Diluvium sprechen, sind folgende. Grössere Schollen (und eine solche würde hier vorliegen, da längere Zeit praktischer Gebrauch von der Kohle gemacht wurde) pflegen in Verbindung zum Geschiebemergel zu stehen — die Purmaller Kohle liegt zwischen Sand.

Grössere Schollen pflegen, wie Berendt noch jüngst[6]) überzeugend auseinander gesetzt hat, nicht weit von anstehendem Gebirge aufzutreten. Das Bohrloch Purmallen hat bei 70 Meter unter der Kohle zwar anstehenden Grünsand und in 41—70 Meter Tiefe Diluvium mit reichlich beigemengtem, glaukonitischem Material, aber nirgends Spuren der eigentlichen Braunkohlenformation Ostpreussens ergeben. Ebenso sind im ganzen nordöstlichen Ostpreussen, bis auf 15 Meilen Entfernung von Purmallen, weder Kohlen, noch Letten oder Sande der Braunkohlenformation, weder anstehend noch als Scholle, noch als kleinere Geschiebe bekannt geworden, obwohl gerade dies Gebiet geologisch kartirt und neuerdings noch viermal (Tilsit I und II. Insterburg, Nemonien) daselbst das Diluvium durchbohrt ist, ohne Braunkohlenformation anzutreffen.

Grössere Schollen pflegen von Fragmenten zugehöriger Schichten begleitet zu werden; aber nirgends rings um Purmallen

---

[1]) Bericht über d. geol. Unters. d. Prov. Preussen. Schrift. d. phys.-ökon. Gesellsch. XVII, S. 155.

[2]) Das Bohrloch von Purmallen. Sep.-Abdr. 105. Sitzungsber. d. Dorpater Naturforscherges. 1878.

[3]) Schrift. d. phys.-ökon. Gesellsch. XVIII, S. 226.

[4]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880, S. 669—670.

[5]) Jahrb. d. K. geol. Landesanst. f. 1882, S. 349—350.

[6]) Tertiär und Kreide von Finkenwalde bei Stettin, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft 1884, S. 866—874.

haben sich Spuren tertiären Materials im Diluvium gezeigt, ausser Kohle.

Diese Kohle aber steht in wesentlich gleicher Beschaffenheit auch bei Gwilden, circa 2 Kilometer nordöstlich von Purmallen, als horizontales Flötz in gleicher Meereshöhe zwischen denselben Diluvialsanden an. Unmöglich ist es, beide Vorkommnisse nicht zu parallelisiren, und unmöglich ist es unter solchen Umständen, beide als isolirte Schollen anzusehen. Auf die Kohle von Gwilden machte mich Herr Lorck, damals Besitzer des Gutes Purmallen, Ende März 1878 aufmerksam und am 28. Juni 1880 beobachtete ich selbst folgendes Profil (Fig. 10):

Fig. 10.

Zwischen 2 und 3 Meter Höhe über dem linken Ufer der Dange sah ich dort eine 0,6—1,0 Meter mächtige Bank von Diluvialkohle 25—30 Meter lang sich horizontal erstreckend; sie ist dort von den Bauern gegraben worden, und der Besitzer des Landes zeigte mir die Stelle, bis zu welcher sie ihm bekannt sei, wonach sich mittels Abschreiten die Gesammterstreckung der Kohle von Gwilden auf mindestens 120 Meter herausstellte. Unmittelbar unter der Kohle liegt diluvialer feiner Sand *a*, den ich durch ein Handbohrloch bis 1,8 Meter ins Liegende verfolgte, und der eine 0,5 Meter mächtige Einlagerung von Grand *b* enthält. Ueber der Kohle *c* liegt 0,8 Meter grauer, fester Sand *d*, darüber 6—8 Meter loser Spathsand *e*, oberflächlich mit einzelnen herabgestürzten Blöcken Diluvialsandsteins[1]), darüber 2 Meter gelbbrauner Geschiebemergel *f*, darüber 1 Meter Grand und Sand *g*.

Da nun auch zu Purmallen nach Berendt[2]) die am rechten Ufer des Purmallebaches anstehende Kohle durch Diluvialsand und dieser durch Diluvialmergel bedeckt wird, und nach einer

[1]) Vergl. über die Bildung des letzteren: Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1881, S. 556 und 574.

[2]) Verbreitung d. Tertiärs i. d. Prov. Preussen. Schrift. d. physik.-ökon. Gesellsch. VIII, S. 6.

von Berendt gesammelten mir vorliegenden Probe auch dort zunächst über der Kohle feiner, grauer, schwachkalkiger Sand liegt, so haben wir an Beiden evident übereinstimmende Profile, die ohne Weiteres vereint werden können, so dass wir das 67,6 Meter tiefe, diluviale Bohrprofil von Purmallen [1]) nunmehr zu einem circa 80 Meter tiefen, für die nächste Umgegend wirklich vollständigen Profile des Diluviums an der Nordspitze Preussens ergänzen können. Dieses Profil ist kurz zusammengedrängt:

		Und heisst gedeutet:	
1 Meter	Diluvialsand u. Grand	2. Vergletscherung	3 Meter [2])
2 »	Geschiebemergel . .		
7 »	Diluvialsand	interglacial . . .	21,6 »
1 »	Kohle mit Decke von grauem feinem Sand		
4,6 »	Feinkörniger Diluvialsand		
9 »	Geschiebefreier Thonmergel		
17 »	Geschiebemergel . .	1. Vergletscherung	27 »
4 »	Sand und Grand mit Geröllen		
6 »	Geschiebemergel . .		
9 »	Sand, Grand u. Gerölle	Vorläufer der 1. Vergletscherung . . .	27 »
1 »	? Geschiebemergel (Glaukonitmergel) .		
17 »	Sand und Grand . .		

Die Kohle von Gwilden enthält in einem Theil der entnommenen Proben Ostracodenschalen; ausserdem sind in der Kohle breitgedrückte, stengelartige Pflanzenreste ziemlich häufig, welche nach gütiger Untersuchung des Herrn Prof. Caspary theilweise wahrscheinlich zu *Equisetum* gehören.

[1]) Ausführlich mitgetheilt von Berendt, Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1882, S. 356—357.

[2]) An anderen Punkten der Memeler Umgegend ist die Mächtigkeit des obern Mergels etwas grösser.

Die chemische Natur dieser Kohle ward durch 3 Analysen, welche Herr Dr. KLIEN auf meine Bitte im August 1880 mit dem ihm übergebenen lufttrockenen Material ausführte, ermittelt:

	I.	II.	III.
Lösliche Asche	11,69	9,72	9,45
Unlösliche Asche	1,55	1,07	7,24
Wasser	16,04	15,70	16,22
Kohlenstoff	38,06	40,56	67,09 organ. Substanz (2,29 Stickstoff)
Wasserstoff	3,71	4,03	
Sauerstoff	26,74	26,63	
Stickstoff	2,05	2,01	
Schwefel	0,16	0,25	Nicht bestimmt

Oder bezogen auf wasserfreie organische Substanz	I.	II.	Im Mittel
C	53,82	55,20	54,51
H	5,24	5,48	5,36
O	37,81	36,24	37,03
N	2,90	2,74	2,82
S	0,23	0,34	0,28

Auch diese Analysen bezeugen, dass wir es nicht mit Tertiärkohle, sondern mit einer jüngeren Kohle zu thun haben, da der Gang der Verkohlung — so weit er durch die Elementaranalyse zum Ausdruck gelangt — nicht weiter vorgeschritten ist, als bei Torf; viele Torfe enthalten sogar mehr disponiblen Wasserstoff. Wahrscheinlich liegt der Grund hierzu in dem sandigen Deckgebirge, welches das Entweichen der Kohlenwasserstoffe aus der Diluvialkohle erleichterte. Letztere ist übrigens im Aussehen keineswegs torfartig, auch nicht Martörv-ähnlich, sondern einer gewöhnlichen magern Braunkohle ähnlich. Einigermassen auffällig, doch leicht erklärlich, ist der relativ hohe Stickstoffgehalt, welcher

sicher theilweise von animalischen Resten (Ostracoden pp.) herrührt[1]).

Wahrscheinlich gleichalterig sind die Kohlen von Wormsaten in Kurland und Krzeslaw bei Dünaburg[2]), sowie die von Shidowtschisny bei Grodno[3]).

Das offene Meer, welches sich während einer Interglacialperiode von Mewe ostwärts bis Heilsberg und nordwärts bis Heiligenbeil, Zinten und Gerdauen erstreckte, musste irgendwo mit dem Weltmeer zusammenhängen. Der Charakter der Fauna weist nach Westen; und so ist es denn wohl selbstverständlich, dass wir die eine wesentlich gleiche Fauna bergenden Muschelbänke Holsteins, für deren interglaciale Lagerung auch dort alle Thatsachen sprechen, mit der sicher interglacialen Fauna Ost- und Westpreussens zeitlich und räumlich verbinden. Die Grösse der bisher ohne Diluvialpetrefaktenfunde dastehenden, zwischenliegenden Landstriche beweist kaum etwas gegen diese Vereinigung; denn abgesehen von Mecklenburg ist das Diluvium dieser Länder fast unbekannt. Trotzdem fehlt es nicht völlig an sicher unterdiluvialen Meeresresten in diesen Gegenden; und je weniger die letzteren bisher untersucht sind, um so beweisender sind die Muschelfunde. Es sind: Klintholm, Hemderängefald und Hoie Möen auf Möen[4]), Sassnitz auf Rügen[5]) und links der Persante bei Colberg[6]).

Hierzu tritt noch Bjerred in Schonen[7]), dessen im sicher bestimmtem Unterdiluvium liegende Schalreste sicher marin, aber,

---

[1]) Ueber die animalische Herkunft des Stickstoffes in Torfen, vergl. Früh »Torf und Dopplerit«, Zürich. 1883. 8⁰.

[2]) Grewingk, Erläuterungen z. 2. Ausgabe der geognost. Karte Liv-, Esth- u. Kurlands. Dorpat 1879, S. 105—106.

[3]) v. Helmersen, Mélanges phys. et chim. du Bull. de l'Acad. Pétersbourg. 1876. X. p. 205.

[4]) Puggard, Geologie der Insel Möen, Leipzig 1852; Johnstrup, in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1874, S. 551.

[5]) Struckmann, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 788—790.

[6]) Friedel, Nachrichtsblatt d. Deutsch. malakozool. Zeitschr. 1884, S. 22—25. — Berendt, in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883.

[7]) E. Erdmann, Bidrag till Kännedomen om de lösa jordaflagringarna i Skåne I. — Sep. aus Geolog. Fören. i Stockholm Förhandl. No. 15, 1874, p. 1 bis 6; und Erdmann, beskrifning till kartbladet Landskrona Stockholm 1881, p. 20—25.

nach einer neuesten Erklärung des Entdeckers[1]), nicht völlig bestimmbar sind, so dass sie möglicherweise nur verschleppte Kreidereste sein könnten.

Endlich sind verschleppte Nordseeconchylien (*Cardium edule*, *Purpura lapillus*) durch GOTTSCHE[2]) bei Kiel und Mölln, und durch FORCHHAMMER[3]) (*Nassa reticulata*) bei Svendborg auf Fühnen nachgewiesen worden. Auch die brackischen Diatomeenschichten von Wendischwehningen in Mecklenburg vervollständigen das Bild.

Indem unser Kärtchen Taf. XXVII alle diese Fundorte punktförmig, doch zu geschlossenen Flächen verbunden wiedergiebt, soll keineswegs behauptet werden, dass in dem colorirten Gebiete überall interglaciales Meer wogte; dessen Ufer können z. Th. weit innerhalb der gezogenen Grenzen gelegen haben. Aber festhalten müssen wir die Verbindung der Meere; und so dürfen wir mit voller Sicherheit schon jetzt behaupten, dass auch in Mecklenburg, Pommern und den nordwestlichen Theilen Westpreussens marine Reste, sei es auch nur auf secundärer Lagerstätte, im Diluvium vorhanden sein müssen, und dass sie wahrscheinlich auch im Posenschen noch südlicher reichen.

V. Schlussfolgerungen.

1. Auch Ost- und Westpreussen bieten vielfache Beweise für die Richtigkeit der Glacialhypothese.

2. Die Grundmoränen (Geschiebemergel) werden durch mindestens eine interglaciale Schichtenreihe getrennt, welche von Stade in Hannover bis Segeberg in Holstein, von Mewe an der Weichsel bis ins mittlere Ostpreussen und in noch unbekannten, verbindenden Strichen marin ist und Nordseefauna enthält; aber im nördlichsten Ostpreussen, in der Mark, Königreich und Provinz

[1]) Mitgetheilt von DE GEER, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. No. 91, 1885, p. 445, übersetzt von WAHNSCHAFFE in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 186.

[2]) Sedimentärgeschiebe Schleswigs-Holsteins. Yokohama 1883, p. 5.

[3]) POGG. Ann. d. Physik u. Chemie LVIII, 1843, S. 630.

Sachsen, Anhalt und Theilen der Provinz Hannover eine Land- und Süsswasserbildung bezeichnet. Auch an den Aufschlusspunkten originaler Meereschichten hat zeitweise Süsswasserfauna völlig unvermischt gelebt (Elbing, Rügen, Heilsberg, Alsen etc.), was auf relativ rasche Niveauschwankungen hinzudeuten scheint.

Die Profile von Rixdorf und Werder sprechen für zwei vielleicht nur lokale interglaciale Landperioden, deren allgemeinere Erstreckung nachzuweisen eine Aufgabe der Zukunft bleibt.

3. Neben den Sedimenten offener Gletscherbäche und offener Meere giebt es auch solche subglacialer Gewässer. Die Mehrzahl der Sande und Grande, welche als dünne Bänke im mächtigen Geschiebemergel, z. B. in Königsberg, auftreten, gehören hierher, und vielleicht selbst mächtigere Sande und einzelne Thone.

4. Der Begriff »Oberdiluvialmergel« ist ein rein praktisch-geognostischer und deckt sich keineswegs überall mit dem rein geologischen Begriff »Moräne der letzten Vereisung«.

5. Berendt's Erklärung des Oberdiluvialmergels durch Herabsinken einer zeitweise schwimmend gewesenen Eisdecke[1]) behält ihre Giltigkeit, bezw. hohe Wahrscheinlichkeit, ist aber durch die Annahme eines mindestens zweimaligen Vorrückens der Vereisung zu ergänzen.

6. Die Niveauverhältnisse der Diluvialzeit waren verschieden von den heutigen. Sie wurden verändert:

a) während der Eisbedeckung durch lokale, relativ oberflächliche Schichtenstörungen aller Art, welche z. Th. bis zu fast senkrechter Schichtenstellung führten. Fig. 3 bis 9;

b) am Schlusse der Eiszeit durch Aufpressungen, welche theils durch das Gewicht des Eises (Berendt), theils durch die eintretende Erwärmung der Erdschichten (Jentzsch) bedingt wurden (Haberberg in Königsberg);

---

[1]) Genauer sollte man vielleicht sagen: einer durch Wasserdruck stellenweise von ihrem Untergrund abgehobenen Eisdecke; vergl. Jentzsch, Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. 563—564, und Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 699 bis 702.

c) möglicherweise durch allgemeinere Hebungen (Beyrich), welche mit dem Einsinken des heutigen Ostseebeckens zusammenhingen. Letzteres bestand indess mindestens theilweise schon in früher Diluvialzeit. Für die Zeit seiner Einsenkung, wie der Aufpressung der grossen baltischen Höhenrücken liegen zur Zeit keine Anhaltspunkte vor.

7. Einzelne Reliefformen der frühen Diluvialzeit lassen sich durch die Schichtung der Beckenausfüllungen erkennen und zeigen, dass einige der heutigen Einsenkungen Wiederherstellungen der altdiluvialen Hohlformen sind.

8. Jeder Gletscher, welcher ungeschichtete Moränen oder geschichtete Schmelzwassersedimente irgendwo absetzte, wirkte in einem entsprechend grossen Gebiet erodirend[1]). Die Geschiebe einheimischer Gesteine, welche wir, wie in Sachsen und Westphalen, so in Ostpreussen und allen zwischenliegenden Ländern finden, beweisen, dass der Gletscher zeitweise in jeder dieser Gegenden an seiner Basis Materialien erfasste, um sie anderswo abzulagern. Jeder Grundmoräne entspricht mithin streng zeitlich in einem irgendwo weiter nördlich gelegenen Gebiete eine Erosionslücke. Oft genug wird diese zeitliche Lücke in Folge oscillirender Verschiebung der Ab- und Auftragsgebiete stratigraphisch nicht zur Geltung kommen. Oft genug aber wird dies der Fall sein, daher der rasche Wechsel der Lokalgliederungen und der Mächtigkeit jeder einzelnen Schicht.

9. Parallelisirung deutscher Dilavialprofile unter einander ist daher nur in einzelnen günstigen Fällen möglich. Die Parallelisirung mit ausserdeutschen Gliederungen ist z. Z. völlig unmöglich. Es ist zwar wahrscheinlich, dass das norddeutsche Interglacialmeer zeitliche Aequivalente in einem Theile der skandinavischen Muschelthone hat, und dass somit die Hauptmasse der schwedischen Grundmoräne zeitlich den tiefsten Schichten des deutschen Diluviums

[1]) Damit ist selbstredend keine Ansicht über die Ursachen und Modalitäten dieser Erosion ausgesprochen, vergl. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. 564.

entspricht; doch lässt sich diese Frage aus der Ferne wohl kaum entscheiden, und muss so lange offen bleiben, bis einer der norddeutschen Diluvialgeologen sie an Ort und Stelle studirt haben wird[1]).

10. Verschiedene Zonen machen sich in der Entwickelung der Diluvialbildungen geltend. Im nördlichen Russland[2]), in Finnland und Esthland[3]) ist nur »Geschiebelehm« entwickelt, ohne geschichtete Einlagerungen und von geringer Mächtigkeit, so in Esthland 2—3 Faden, nur in hügeligen Terrains »bis über 100 Fuss«.

Aehnlich ist es im grössten Theile Schwedens. Nach Süden wächst die Mächtigkeit des Diluviums; sie beträgt zu Glumslöf in Schonen 140 Fuss (ca. 43 Meter)[4]), zu Purmallen an der Nordspitze Ostpreussens 80 Meter, erreicht in einer nächst südlicheren Zone (Holstein, Pommern, Berlin, Westpreussen ihr Maximum (120 bis 140 Meter) und keilt sich von da nach Süden ganz allmählich aus.

Sobald die Mächtigkeit zunimmt, schieben sich geschichtete, sichtlich vom Wasser abgesetzte Sedimente immer reichlicher ein, deren Nordgrenze ungefähr durch die Linie Schonen-Livland-Dünaburg bezeichnet wird. Ihre stärkste Entwickelung erreichen sie in der Mark.

Weiter südlich ist mindestens das Oberdiluvium lückenhaft, indem es nur durch Geschiebesand, am äussersten Rande durch Löss vertreten wird[5]).

11. Diesen Zonen des Diluviums entsprechen zonale Verschiedenheiten des Gletschers. Im Norden überwog naturgemäss der Betrag der festen Niederschläge den der Abschmelzung: Ernährungsgebiet des Inlandeises; Gebiet, aus welchem mehr Eis

---

[1]) Vergl. die sehr treffende Bemerkung von Dames, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 414, Zeile 10—16 v. u.

[2]) Z. B. Blatt Yaroslawl d. geol. Karte Russlands. Petersburg 1884.

[3]) Schmidt, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 259.

[4]) E. Erdmann, Geolog. Fören. i. Stockholm Förhandl. 1874, No. 18, S. 106—107. Tab. 4, Fig. 2.

[5]) Klockmann, Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. 238—266; Penck, Arch. f. Anthropol. XV, Heft 3. Braunschweig 1884.

ab- als zufloss, mithin gleichzeitig Gebiet vorherrschender Erosion, daher Gebiet der zahllosen Schliffflächen und der geringen Mächtigkeit des Diluviums. Weiter südlich war umgekehrt die Abschmelzung stärker als die Niederschläge: Abschmelzungsgebiet, mithin Region grösster Mächtigkeit und complicirtester, durch vereinte Thätigkeit von Wasser und Eis bewirkter Gliederung. Noch weiter südlich: kürzere Anwesenheit des Eises, daher geringste Mächtigkeit seiner Absätze; infolge der dort stärksten Abschmelzung wahrscheinlich rascheste Ausbildung seiner Schichten.

Wie auch immer im speciellen der Mechanismus der Eisbewegung gewesen sein mag, so steht soviel fest, dass Schnee sich im Ernährungsgebiet (dem nordischen Firnfeld) so lange anhäufen musste, bis er einen Abfluss nach den Gebieten stärkster Abschmelzung fand, alle zwischenliegenden Höhen überfluthend, mithin in seiner Richtung lediglich meteorologischen Einflüssen folgend.

Darin liegt der tiefgreifende, bisher viel zu wenig beachtete Unterschied des skandinavisch-deutschen Gletschers von allen bekannten, dass er weder — wie die der Hochgebirge — an Thalsenken gebunden war, in deren Fortsetzung alle Schmelzwässer mit raschem Gefälle davonflossen, noch — wie der grönländische — mit langen Rändern in's Meer mündete, dort Eis und Schmelzwasser gleichzeitig lassend. Unser deutsches Eis hatte zur Zeit seiner grössten Ausdehnung keine irgend beträchtlichen Schmelzwasserabflüsse am Aussenrande, mindestens nicht solche, die die Gesammtheit des Schmelzwassers hätten aufnehmen und dem Meere zuführen können. Zum Weltmeere, dem schliesslichen Endziele aller Wässer, konnten diese nur unter dem Eise gelangen. Von den Gletschermühlen der Riesentöpfe und Sölle, von den mehr lokalen Subglacialwässern, welche, wie ich früher auseinandergesetzt habe, Seenketten aushöhlten, gelangen wir also zu der Vorstellung einer allgemeinen subglacialen Wassercirculation, die nach dem Princip des Fliessens in Röhren stattfand, und die schliesslich irgendwo in's Weltmeer mündete, vielleicht unter dem Eise in der tiefen norwegischen Rinne? Während offene Flüsse ihre Serpentinen mehr und mehr krümmen, haben Röhrenläufe die

Tendenz, sich gerade zu strecken, und gewiss ist der oft lange Strecken fast geradlinige Verlauf unserer grossen Flussthäler nicht zufällig. Später, bei verringerter Ausdehnung des Eises, traten die ursprünglich subglacialen Rinnen hervor und sammelten die randlichen Schmelzwässer, während die weiter nördlich liegenden Parallelen gleichzeitig als subglaciale Kanäle fungirten.

Es braucht kaum hervorgehoben zu werden, dass die Wässer nicht nur aus oberflächlicher Schmelzung durch Sonnenstrahlen, Regen, Luftwärme u. s. w., sondern auch aus der durch Erdwärme und Reibungswärme herbeigeführten Schmelzung des Eises von unten und innen resultirten.

12. In dem ganzen eisbedeckten Gebiete waren demnach Stellen, in denen Eis dem Boden direkt auflag, jederzeit gemischt mit solchen, in denen es durch schneller oder langsamer fliessende, stellen- und zeitweise vielleicht fast stagnirende Wässer vom Boden getrennt war. Dieser Umstand erleichterte die Bewegung des Eises, welche nach der gewöhnlichen reinen Inlandeistheorie colossale Mächtigkeit verlangte, ungemein. Zunächst wurde der Druck des Eises verringert, indem ein Theil desselben vom Wasserdruck getragen ward. — Abgesehen von allen Hebungen und Senkungen (Satz 6) stand während der Glacialbedeckung das allgemeine Wasserniveau höher. Nachdem Pilar[1]) dies bereits früher angedeutet, hat neuerdings Penck[2]) dies ausführlicher entwickelt, und auf Grund der entsprechenden mathematischen Theorien von Bruns, Fischer, Listing, Stokes und Zöppritz, sowie der Zusammenstellungen von Hann besteht kein Zweifel, dass jede Continentalmasse und jedes Inlandeis die Geoidfläche ändert, das Meeresniveau in der Nähe zu beträchtlichem Steigen bringt. Eine 1000 Meter hohe circumpolare Eiskalotte vorausgesetzt, findet Penck 90 Meter, Zöppritz genauer 70 Meter Höhendifferenz. Zwar ist an eine circumpolare Eisdecke gar nicht zu denken, vielmehr an begrenzte, wenn auch grosse Eisfelder, von denen nörd-

---

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. Wien 1872. Heft V; schon von Adhémar angedeutet.

[2]) Schwankungen des Meeresspiegels. Sep. aus Jahrb. d. geograph. Gesellsch. München. Bd. VII und mehrere andere Schriften Penck's.

lich vielleicht sogar eisfreies Land lag[1]), und wahrscheinlich war auch die Eisdecke nicht so mächtig[2]), immerhin war eine beträchtliche Erhöhung des Meeresspiegels unausbleiblich. Es kommen indess noch andere Momente hinzu.

In Fig. 11 sei *a* das durch keine Lokalattraktion beeinflusste Meeresniveau; *b* die Oberfläche eines Continentes, einer Insel oder

Fig. 11.

Halbinsel, so steigt infolge der Lokalattraktion der Meeresspiegel etwa in der durch die dunkelschraffirte Fläche angedeuteten Gestalt. Legt sich nun Inlandeis *c* darauf, so steigt das Niveau bis zur Linie *d*. Da, wie die Pfeile andeuten, auch innerhalb der Eismasse Lothablenkung stattfindet, die erst ungefähr in der Mitte der Oberfläche verschwindet, so verläuft der hypothetische Meeresspiegel *d*, d. h. die Gleichgewichtsfläche des Wassers, auch unter dem Eise convex. Damit nun die Schmelzwässer abfliessen können, müssen sie Gefälle haben, dessen Höhe von der Fläche *d*, nicht von *a* ab zu berechnen ist. Genau wie der Grundwasserspiegel in unserm heutigen Erdboden, musste mithin auch der subglaciale Wasserspiegel, d. h. die der Bewegungsgeschwindigkeit der subglacialen Wässer entsprechende Druckhöhenfläche sich wie die Fläche *e* emporwölben nach den vom Meere entferntesten Punkten

[1]) Nördlich vom Ernährungsgebiet des Eises lag eine Zone geringerer Niederschläge (analog Grinell-Land), so dass möglicherweise die europäisch-amerikanische Eiszeiten nur eine Südwärtsverlegung der Zone stärksten Schneefalls bedeuten.

[2]) De Geer berechnet die Mächtigkeit des baltischen Eisstromes bei Bornholm auf »wenig über 120—170 Meter«, bei Gotland auf »über 160« oder wahrscheinlich sogar »über 200 Meter«.

der Schmelzzone (denn von einer Abschmelzzone, nicht von einer Abschmelzperiode müssen wir sprechen, da keine Periode denkbar ist, in welcher sich der Gletscher bewegt hätte, ohne zu schmelzen). Diese Wasserdruckhöhe *e* überstieg im Innern des Gletschers sicher das heutige Meeresniveau von 100 oder mehr Meter. Ein beträchtlicher Theil des Eisdruckes ward dadurch aufgehoben. Durch die öfters discutirten mannigfachen Volumveränderungen des Gletschers einerseits, durch die täglichen und jährlichen Schwankungen des Wasserdruckes anderseits wurde das Eis zu oscillatorischen Bewegungen gezwungen, deren Resultante nach der Richtung geringsten Widerstandes, d. h. stärksten Abschmelzens gerichtet war.

13. Als Absatz randlicher Schmelzwässer den Löss anzusehen, wie dies Berendt[1]), Klockmann[2]) und Wahnschaffe[3]) thun, ist nicht haltbar, u. A. aus folgenden Gründen: a) die Fauna ist eine Landfauna mit verschwindendem Procentsatz beigemengter Süsswasserindividuen. Dies kommt in keinem See vor. b) Diejenigen Absätze von Gletscherseen, welche man kennt, so das Lago bianco auf Bernina, des Rofnersees im Oetzthal[4]), sind geschichtet; und eine ruhige Ueberlegung lehrt, dass auch in einem so grossen See, wie der hypothetische mitteldeutsche oder mittelrheinische gewesen, die Sedimente sich nach der Korngrösse sondern, und in schwachgeneigten, scharfbegrenzten Schichten absetzen mussten. Ein solcher See kann Mergelsand und Bänderthon liefern, aber nicht Löss. Von allen bisher aufgestellten Lösstheorien genügt einzig diejenige v. Richthofen's, um alle Verhältnisse zu erklären. Die von Sandberger entwickelte, von mir selbst weiter ausgebildete Ueberschwemmungstheorie genügt nach meinen seit jener Zeit gesammelten Erfahrungen nicht. Ich habe

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 13.

[2]) Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1883, S. 262—265.

[3]) Tageblatt der 57. Naturforscherversammlung. Magdeburg 1884. S. 314—317; Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 194—195.

[4]) Heim, Gletscherkunde. Stuttgart 1885. S. 368.

Gelegenheit gehabt, die Ueberschwemmungsprodukte der Weichsel sowohl in ihrem Delta wie in ihrem mittleren Lauf genauer zu studiren und kann und muss nun sagen, dass dieselben völlig verschieden vom Löss sind. Zwar gewinnt der Schlick in einzelnen Handstücken eine gewisse petrographische Aehnlichkeit, aber bei der Beobachtung im Felde erweist er sich stets als wohlgeschichtet, auch strichweise gesetzmässig mit Torfmooren verbunden. Seine Fauna ist vorwiegend die des Süsswassers, während Landschnecken nur sehr untergeordnet auftreten. Endlich finden die eigenthümlichen Oberflächenformen der Lösslandschaft durch die Ueberschwemmungstheorie keine Deutung, wenn gleich ich, gegenüber v. Richthofen, an meiner früheren Erklärung festhalten muss, dass die hauptsächlichsten petrographischen Eigenschaften des Löss (senkrechte Zerklüftung, Zerfallen im Wasser) allen gleichgekörnten losen Accumulaten, also auch Schlämmprodukten zukommen.

Nach der Theorie der atmosphärischen Bildung ist das Auftreten des Löss am Rande der Vergletscherungen wohl verständlich. Die Theorie verlangt: a) mässigen, in begrenzten Gebieten regelmässig abstillenden Wind; b) Graswuchs, beziehentlich Steppenvegetation in diesen Gebieten; c) vegetationsarme Gebiete, welche den Staub liefern. Letztere dürfen wir auf den soeben vom Eise verlassenen Gebieten erwarten; baumlos muss wohl die Vegetation in einem weiten Umkreise um das Eis gewesen sein (Punkt 6). Und für Punkt a dürfen wir wohl anführen, dass ein weites Inlandeis, wie es die Folge eigenthümlicher meteorologischer Verhältnisse ist, so auch umgekehrt von maassgebendem Einflusse auf die Witterung eines grossen Gebietes sein muss. Feststehende barometrische Maxima mussten sich ausbilden, welche die Luftströmungen nach gewissen Regeln ablenkten und ein »Eiswind« konnte in regelmässiger Periode wehen, analog dem heutigen Seewind. Letzterer findet nur Sand am Strande vor, und kann daher nur Dünen bilden, da die See allen feinen Schlamm für sich behält. Der »Eiswind« fand — und hierin knüpfen wir an ältere Hypothesen an — feinen Gletscherschlamm vor und gewann ausserdem Staub durch oberflächliche Saigerung der freigelegten Grund-

moräne. — Ich glaube wohl, dass es für einen Meteorologen eine dankbare Aufgabe wäre, die Regelmässigkeiten der Witterung am Rande des Inlandeises im Regenschatten der vergletscherten Alpen theoretisch zu untersuchen.

Königsberg, d. 28. Juni 1885.

Nachschrift während des Druckes: Am 21. Juli d. J. fand ich Yoldia auf secundärer Lagerstätte auch im Diluvialgrand zu Ober-Kahlbude an der Eisenbahn-Baustrecke Traust-Carthaus, wodurch das Gebiet der Yoldia links der Weichsel nach Norden verbreitert wird. A. J.

Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern.

II.

Von Herrn **K. A. Lossen** in Berlin.

(Hierzu Taf. XXIX.)

Die beigegebene Taf. XXIX bringt eine Vervollständigung der bildlichen Erläuterungen zu den in der einleitenden Abhandlung[1]) mitgetheilten Erfahrungen über die im Granit-Contact oder durch den Dislocationsprocess schlechthin metamorphosirten Diabase. Die in jener ersten Abhandlung abgebildeten Ausschnitte aus mikroskopischen Präparaten veranschaulichten vorzugsweise »den Gegensatz zwischen dem primären, leistenförmig ausgebildeten und divergentstrahlig angeordneten Plagioklas (Labrador) und dem secundären, körnig ausgebildeten, mosaikartig angeordneten Plagioklas (Albit)« [2]).

Mit diesen Worten sollte selbstverständlich keineswegs ausgesprochen sein, dass eine jede primäre Plagioklas-Leiste eines echten Diabas-Gesteins Labrador sein müsse, wie ihn die Analysen O. Schilling's aus den Harz-Diabasen nachgewiesen haben. Eine solche Einschränkung des Begriffes Diabas auf eine bestimmte chemische Mischung des Plagioklases, wie sie Hausmann ursprünglich vorgenommen hatte und wie sie späterhin vielfach bis zum Durchbruche der Tschermak'schen Auffassung der Kalknatronfeldspath-Reihe innegehalten und durch v. Lasaulx 1878 auf anderer

---

[1]) Dieses Jahrbuch f. 1883, S. 619 ff.

[2]) A. a. O. S. 640.

Grundlage noch einmal[1]) zur Geltung zu bringen versucht worden ist, liegt unserem heutigen, auf die chemische und optische Analyse gestützten Erfahrungsurtheile fern. Vom Oligoklas bis zum Anorthit sind vielmehr alle Glieder der Kalknatronfeldspath-Reihe als primäre Plagioklase im Diabas heimisch und nach den verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen den Diabasen und Keratophyren des Harzes[2]) würde es gar nicht überraschen, sollte einmal reiner Natronfeldspath als Gast unter den ursprünglichen Gemengtheilen des ersteren Gesteins gefunden werden[3]).

Aber auch in der zweiten Hälfte meiner oben angezogenen Worte möchte ich nicht dahin missverstanden sein, als ob ich eine jede körnig ausgebildete und mosaikartig angeordnete Feldspathneubildung in einem Diabas oder in einem anderen Gestein ähnlicher Zusammensetzung unter allen Umständen für Albit erachte. Die chemische Zusammensetzung des Saccharits, der ja eben um seiner zuckerkörnigen Structur willen seinen Namen trägt, zeigt jedenfalls, gleichviel ob man Liebisch's oder v. Lasaulx's Anschauung über die Genesis des Minerals beipflichtet, dass auch Kalknatronfeldspäthe[4]) ausgezeichnet körnig auftreten können. Sehr feinkörnig ausgebildete Gabbro-Varietäten aus der Umgebung von Harzburg und andere Beispiele eines primären Plagioklas-Mosaiks legen dem Urtheil ebenfalls einige Zurückhaltung auf.

Wenn ich gleichwohl das auf der Tafel zu der diese Studien einleitenden Abhandlung abgebildete feinkörnige Mosaik mit einiger

---

[1]) Beiträge z. Kenntniss d. Eruptivgesteins; Gebiete von Saar u. Mosel S. 74.

[2]) Vgl. den Jahresbericht des Autors in diesem Bande dieses Jahrbuches.

[3]) Man könnte sich versucht fühlen, die durch v. Gümbel mitgetheilte Analyse des »porphyrartig in einen Silurdiabas von Gottmannsgrün bei Berg eingesprengten« Albits auf einen solchen primären Diabas-Albit zu beziehen, wenn nicht derselbe Autor unmittelbar darauf »nur gleichsam als secundäre Ausscheidung im Diabas gefunden« hinzufügte (Geogn. Beschreib. des Fichtelgeb. S. 207). Dabei erinnert man sich nur, dass v. Gümbel auch den Natrongehalt des Keratophyrs anfänglich auf secundären Albit zu beziehen geneigt war (vergl. ebendas. S. 185 u. 586).

[4]) Es sei auch an die Andesin-Analyse erinnert, welche Teall bezüglich eines derben, trumweise im metamorphosirten Diabas von Scourie in Schottland aufsetzenden Feldspaths jüngst mitgetheilt hat (Quarterly journ. of the geol. soc. XLI, 2, S. 135, 1885).

Sicherheit als Albit angesprochen habe, so beruht dies auf jahrelang geübter vergleichender Beobachtung an quantitativ analysirtem Material, wie es die Culm-Adinolen, die Albit- und Adinolmassen der Diabascontactgesteine, der Albit-Porphyroide und Sericitalbitgneisse u. s. w. darbieten, und auf der ganz übereinstimmend von Liebe, v. Gümbel, Ulrich und mir und gewiss noch von vielen Andern gemachten Erfahrung, dass sich auf den gangförmig ausgeweiteten bis haarfein verengten Klüften thüringischer, voigtländischer, fichtelgebirgischer, harzer und rheinischer Diabase Albit, z. Th. ganz sauber auskrystallisirt, angesiedelt hat, der ja auch z. Th. quantitativ analysirt worden ist[1]).

Ueber jene meine vergleichenden Beobachtungen habe ich mich an anderer Stelle[2]) 1879 bereits mit den Vertretern der ursprünglichen, jetzt wohl allseitig als unzulänglich anerkannten Zirkel'schen Unterscheidungsweise von Orthoklas, Plagioklas und Quarz unter dem Mikroskop auseinander gesetzt. Die ausdrückliche Bestätigung[3]), welche Max Schuster in seiner classischen Abhandlung über die optische Orientirung der Plagioklase meinen Mittheilungen hat angedeihen lassen, überhebt mich weiterer Ausführungen; um so mehr, als seither Albit, und zwar nicht selten unverzwillingter, als Gesteinsgemengtheil aus den verschiedensten geologischen Gebieten (Sachsen, Ostalpen, Fichtelgebirge u. a.) nachgewiesen worden ist.

Um jedoch einen directen Vergleich zu ermöglichen zwischen dem in den metamorphosirten Diabasen als albitische Feldspath-Neubildung angesprochenen Mosaik und demjenigen eines quantitativ analysirten[4]) Natronfeldspaths, bringt Fig. 4 der dieser Fortsetzung der Studien beigegebenen Taf. XXIX einen Ausschnitt des mikroskopischen Bildes des zuckerkörnigen Albits aus dem Neuen Gehege bei Wippra, der trumförmig im Diabascontactgestein eines ganz ausgezeichnet im Faltungsprocess metamorpho-

---

[1]) Vgl. z. B. v. Gümbel a. a. O. S. 207.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXI, S. 441 ff.

[3]) Tschermak, Miner. u. petrogr. Mitth. 1881, S. 151.

[4]) Siehe d. Analyse in d. Erläut. zu Bl. Wippra S. 56 oder in der Figuren-Erklärung zu Fig. 4, Taf. XXIX am Schlusse dieser Abhandlung.

sirten Diabases aufsetzt[1]). Die lebhafteren Polarisationsfarben in Fig. 4 können den Vergleich mit dem in der wirklichen und bildlichen Grösse verschiedenen Mosaik in Fig. 1 und Fig. 2 der Taf. XXIX der ersten Abhandlung in dem voraufgegangenen Bande dieses Jahrbuchs selbstverständlich nicht beeinträchtigen, sind aber recht geeignet, um die Möglichkeit einer Verwechselung von Quarzmosaik mit wasserhellen, nicht verzwillingten und nicht angewitterten Albitkörnchen darzuthun. Gerade das starke Vorwiegen solcher aus nur einem Individuum bestehenden Albitkörnchen, die relative Häufigkeit der zur Verwechselung mit den Karlsbader Orthoklas-Zwillingen verführenden einfachen Albit-Zwillinge (Zweihälfter) und die relative Seltenheit der polysynthetischen Viellinge mit Plagioklas-Zwillingsstreifung verleiht dem feinkörnigen Albit-Mosaik zwischen gekreuzten Nicols etwas Charakteristisches im Gegensatz zu ähnlichen feinkörnigen Massen anderer Plagioklase, wie z. B. zu denen des Saccharits, der vorzugsweise aus Viellingen zusammengesetzt ist. Ein unter allen Umständen unterscheidendes Merkmal wird man darin freilich nicht erblicken können, wie ich dies schon 1879 a. a. O. S. 442 in Uebereinstimmung mit H. Rosenbusch's Erfahrungen betont habe und wie dies nach den seitherigen Beobachtungsresultaten von Schuster, Hawes u. A. noch sicherer festgestellt worden ist.

Wenn aber daher auch Angesichts der Schwierigkeit oder Unmöglichkeit, die als Neubildungen im Structurgewebe metamorphosirter Diabase versteckten feinkörnigen feldspäthigen Massen behufs einer strengeren chemischen oder krystallographisch-optischen Prüfung zu isoliren, eine Sicherheit im strengsten Sinne über deren Albit-Natur nur selten zu erlangen sein wird, so wird doch eine solche Auffassung schon aus Gründen der geologischen und der chemischen Erfahrung immer als die einfachste und ungezwungenste bestehen bleiben[2]).

---

[1]) Vgl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1872, Bd. XXIV, S. 730—731 und Erläut. zu Bl. Wippra S. 55—56.

[2]) Es darf wohl auch an das Zusammenkrystallisiren von Albit und Zoisit in dem Saussurit genannten Umwandlungszustand der Kalknatronfeldspäthe erinnert werden (Cathrein), sowie an die neuerdings durch Kloos nachgewiesene Umwandlung von Labrador in Albit und einen Zeolith (Skolezit).

Wenn die Kalkerde des durch den Umbildungsprocess zerlegten primären Kalknatronfeldspaths nicht als Carbonat fortgeführt oder an Ort und Stelle ausgeschieden, sondern in neugebildete Kalksilicate, wie Epidot, Zoisit, Strahlstein, Malakolith, übergeführt wird, so ist das körnige Neubildungsmosaik der umgewandelten Diabase mannichfaltiger zusammengesetzt als da, wo es nur aus Albit oder aus Albit und Quarz mit oder ohne Kalkspath besteht. Für das Zusammenkrystallisiren des Albits mit Epidot hat Fig. 2 auf Taf. XXIX der einleitenden Abhandlung bereits ein Beispiel gebracht[1]). Diese Ausbildungsweise ist in regionalmetamorphischen Diabas- und Grünschieferzonen, gleichviel ob Chlorit, wie in jenem Bilde, oder strahlsteinähnliche Hornblende noch hinzutreten, eine so überaus häufige und in der Regel durch die hervorstechend zeisiggrüne Farbe der Epidot-Aggregate schon für das blosse Auge so deutlich gekennzeichnet, dass sie meistens ohne grosse Aufmerksamkeit richtig erkannt wird. Nur wo grüne Augite[2]) als Neubildungen auftreten, wie z. B. gar nicht so selten in den Diabasen des Rammberg-Contacthofes, bedarf es einer vorsichtigeren und, falls scharfe Spaltungssysteme oder Pleochroismus nicht helfen, oft geradezu sehr sorgfältig vorzunehmenden Prüfung. Erläuternde Abbildungen für solche Fälle sollen später gegeben werden, ebenso für die mikroskopische Zusammensetzung der in den Diabas-Hornfelsen aus der Umgebung der Harz-Granite so häufigen und hier den relativ weniger hervortretenden Epidotbildungsprocess anscheinend ersetzenden, derben, lichtweissgrauen bis grüngrauen saussuritähnlichen Silicatmassen, für deren Analyse die vorzüglichen Untersuchungen von CATHREIN[3]) und TRAUBE[4]) insbesondere neben

[1]) Vergl. auch CATHREIN in Zeitschr. f. Krystallogr. VII, S. 234 ff.

[2]) Auch derber grüner Granat und grüner Vesuvian können im Handstück irreführen, sind aber im mikroskopischen Präparat leicht vom Epidot zu trennen. Es fällt auf, dass BRÖGGER aus den im Contact mit dem Augitsyenit des Langesundfjords umgewandelten diabasischen Gesteinen (Augitporphyrite BRÖGGER) nur grünen Augit und gar keinen Epidot erwähnt.

[3]) Ueber Saussurit in Zeitschr. f. Kryst. u. Min. a. a. O.

[4]) Beiträge zur Kenntniss der Gabbros, Amphibolite u. Serpentine d. niederschlesischen Gebirges. Inaug.-Dissert. Greifswald 1884.

derjenigen von Sauer (Erläut. z. Bl. Kupferberg), Lehmann[1]) u. A. eine neue Grundlage geschaffen haben.

Das feine Mosaik wasserheller Neubildungsmineralien metamorphischer Gesteine, welches allen Forschern, die sich ernstlich mit der Entzifferung der Zusammensetzung solcher beschäftigen, so viele Mühe macht (man vergleiche beispielsweise nur die citirten neueren Publicationen von Brögger[2]) und von Teall), wird also noch fernerhin Gegenstand unserer Studien bleiben müssen. Eine andere Frage wird die sein, ob nicht auch leistenförmige Plagioklase als metamorphische Neubildungen auftreten können und unter welchen Umständen.

Der Hauptgegenstand der den Studien diesmal beigegebenen Abbildungen ist das Vorkommen strahlstein- und amiantähnlicher Hornblende in den metamorphosirten Diabasen, das zwar in der ersten einleitenden Abhandlung besprochen, aber nicht bildlich erläutert worden ist. Den Ausgangspunkt für diesen Umbildungsprocess bildet die Uralit-Pseudomorphose nach dem primären Diabas-Augit, wie Fig. 1 der Taf. XXIX solche zur Anschauung bringt. Dieselbe Figur zeigt dann aber auch auf das allerdeutlichste, wie sich die Neubildung nicht auf die Form des Mutterminerals beschränkt, sondern dieselbe überwuchert und weiterhin ausserhalb derselben einen grossen Theil der ursprünglichen Feldspathsubstanz ersetzt, hierin ganz dem gewöhnlichen chloritischen Umbildungsproducte der Diabase und verwandter Eruptivgesteine gleichend (vergl. auch Pseudophit u. s. w.).

Auch selbständige Gangtrümer von reiner oder mit Albit, Quarz und anderen Mineralien verwachsener strahliger Hornblende kommen makroskopisch und mikroskopisch in demselben Gestein, welchem das dargestellte mikroskopische Bild entstammt, und in verwandten vor (vergl. darüb. Erläut. z. Bl. Harzgerode S. 80 und 81, sowie die Studien im Jahrb. f. 1883). Der Raum gestattet nicht, sie bildlich darzustellen, so sei an dieser Stelle daran erinnert. Dies

---

[1]) Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallin. Schiefergesteine.

[2]) Brögger erwähnt den Zoisit so wenig als den Epidot, hält dagegen die Anwesenheit des Skapoliths hier und da für wahrscheinlich. Cathrein's Abhandlung lag ihm offenbar noch nicht vor.

Gestein ist ein in der Contactzone um den Rammberg-Granit metamorphosirter Diabas[1]) und dem entsprechend zeigt seine Horn-

[1]) Den Uralit sozusagen als »primären« Gemengtheil anzusehen und danach einen besonderen Gesteinstypus »Uralitit« zu bilden, wie Kloos (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1885, II, 1, S. 87 und 88) vorschlägt, können unsere Studien nicht befürworten. Der Vorschlag, der obendrein von der Betrachtung eines so ungünstig wie möglich aufgeschlossenen und in seiner geologischen Rolle nur unvollständig zu würdigenden Vorkommens ausgeht, gleichwohl aber sich auf die von Liebe so richtig als metamorphosirte Diabase charakterisirte Epidiorite erstreckt, zeigt so recht, wie weit wir noch davon entfernt sind, die Petrographie auf geologischer Grundlage zu treiben.

Es könnte ja den Anschein des Praktischen haben, ein beliebiges Gestein, dessen Habitus vorzugsweise durch die Uralit genannten Pseudomorphosen darin bestimmt wird, kurzweg Uralitit zu nennen, wie man ehedem kurzweg von Serpentin in der Petrographie reden durfte. Wenn aber auf die bewusste Fiction, der Uralit sei ein primärer Gemengtheil, mit dem Worte Uralitit ein classificatorischer Gesteinsbegriff gegründet werden soll, der mit Begriffen, wie Granit, Diabas, Diorit, im System aufzuführen wäre, so ist ein solcher Vorschlag von einem so vortrefflichen und geologisch wohlbewanderten Forscher eben nur zu verstehen unter der einseitig mineralogischen Entwicklung, welche die Petrographie seit Haüy (vergl. d. Jahrb. f. 1883, S. 504) genommen hat. Nun hat zwar Kloos ganz neuerdings in seinen sehr willkommenen interessanten, der 50. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte in Strassburg gemachten Mittheilungen »über Uralit und die structurellen Verschiedenheiten der Hornblende etc.« seinen Vorschlag in etwas modificirt, indem er den Uralit nicht mehr als primären, sondern als aussergewöhnlichen secundären Gemengtheil bezeichnet und weiterhin Unterabtheilungen seiner Uralitite, wie »Uralitdiabas« und »Uralitgabbro« schafft, »welche rein mineralogisch und chemisch betrachtet eine Mittelstellung zwischen den Diabasen und Gabbros einerseits und den Dioriten andererseits einnehmen«.

Diese Unterabtheilungen sind zweifelsohne naturgemässer, als der als Hauptabtheilung aufrecht erhaltene Uralitit. Auch in der Art und Weise, wie ihr Verhältniss zum Diorit von Kloos betont wird, liegt insofern etwas Richtiges, als es gewiss unter den Dioriten Gesteine giebt, die, weil ihre Hornblende secundär ist, nicht dahin, sondern zu den Uralitgesteinen gehören. Befriedigt können wir uns aber nicht erklären: Der Petrograph darf eben darum, weil das Gestein in erster Linie ein geologischer Körper ist, da, wo es sich um Classificationsfragen handelt, keine rein mineralogischen und chemischen Betrachtungen zu Grunde legen. Praktisch besagt ein uralitisirter oder amphibolisirter Diabas gewiss mindestens ebensoviel, als ein Uralitdiabas, theoretisch aber müssen wir ein solches Gestein, ebenso wie ein chloritisirtes, epidotisirtes, zoisitisirtes, albitisirtes, serpentinisirtes etc., im System bei dem Begriff Diabas festhalten so lange sich eben der Nachweis führen lässt, dass es von Grund aus Diabas ist. Der genetische Zusammenhang der metamorphischen Eruptivgesteine mit den

blende vorwiegend einen recht lebhaften Pleochroismus. Das Weitere besagt die besondere Tafel-Erläuterung.

Es hätte nahe gelegen, einen amiantisirten Diabas aus der regionalmetamorphischen Zone des Südost-Harzes, wie z. B. das interessante Vorkommen aus dem Neuen Gehege bei Wippra[1]) als Gegenstück zu Fig. 1 abzubilden. Nachdem ich indessen kürzlich an anderer Stelle die Bedeutung der geologischen Rolle der metamorphischen und speciell der regionalmetamorphischen Eruptivgesteine auf breiterer Grundlage, als sie der Harz allein darbietet, aus dem Zusammenhang des Metamorphismus mit der Faltenverbiegung (Torsion)[2]) in den alten palaeozoischen Gebirgskernen zwischen den Ardennen und dem Altvater darzuthun versucht habe, schien mir die Auswahl aus einem anderen, aber dem Südost-Rand des Harzes nahe verwandten Gebiete räthlich. Der Taunus, der Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges, dessen bedingte Analogie mit jener Harzgegend zwischen Hermannsacker und Walbeck (Zone von Wippra) ich bereits 1873 auf der General-versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft in Wiesbaden hervorgehoben habe, bot in dem metamorphosirten Diabas zu Rauenthal aus dem »Glimmer-Sericitschiefer« Karl Koch's das Gewünschte. Das Handstück, aus welchem der Dünnschliff gefertigt worden ist, stammt von Koch selbst her, so dass an seinem Ursprung keinerlei Zweifel aufkommen kann. Es ist dasselbe Gestein, welches mein verstorbener Freund ursprünglich Gabbro, später auf der Karte (Blatt Eltville) und in den Erläuterungen in Uebereinstimmung mit meiner Diagnose Diabas genannt hat. Herr

---

nicht oder weniger metamorphischen muss im System klar zum Ausdruck gebracht werden, denn das System soll ja nichts sein als der möglichst klare Ausdruck der jeweiligen Erkenntniss. Ein anderweitiges systematisches Verfahren droht dagegen die mühsamsten Errungenschaften zu verdunkeln.

[1]) Vergl. Studien u. s. w., Jahrb. f. 1883, S. 633, sowie Erl. z. Bl. Wippra, S. 45—49, S. 52 ff.

[2]) Vergl. K. A. Lossen, Ueb. d. Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion) in den Sitzungsber. d. Gesellschaft naturf. Freunde z. Berlin, 1885, S. 29 ff., sowie daraus wieder abgedruckt in diesem Bande dieses Jahrbuches.

ARTHUR WICHMANN dagegen in seinen lediglich auf zur Untersuchung ihm zugeschickten Gesteinsscherben fussenden »Mikroskopischen Untersuchungen über die Sericit-Gesteine des rechtsrheinischen Taunus«[1]) hat unter Verkennung der deutlichen Eruptivstructur und irrgeführt über die von mir in meiner Doctordissertation über die linksrheinische Fortsetzung des Taunus gebrauchte Nomenclatur einen »Sericit-Augitschiefer« daraus gemacht[2]). Dieser letztere Namen war ursprünglich für gewisse Schiefer mit porphyrartig eingesprengten Augit-Körnern, d. h., wie ich neuerdings erkannte, Diabas-Augit-Resten[3]), zu Winterburg, Spall, Argenschwang im Kreise Kreuznach von mir gebraucht worden, ist aber in Augit-Schiefer schlechthin umzuändern[3]) oder, falls man die geologische Zugehörigkeit zum Diabas betonen will, in »Diabas-Augitschiefer« oder »regionalmetamorphische Augitschiefer-Facies des Diabas (D.-Tuffs?)«. Das grobkrystallinische Rauenthaler Gestein mit sehr charakteristischer, strahligkörniger Structur ist nun aber gar nicht das rechtsrheinische Aequivalent dieser Augitschiefer, linksrheinisch vielmehr durch den ebenso grobkrystallinischen Diabas (Hyperit oder Gabbro früher genannt) von Schweppenhausen[4]) u. a. vertreten, die man stets als echte Eruptivgesteine angesprochen hat.

Wenn Herr WICHMANN trotzdem und obwohl er unter den Gesteinsgemengtheilen ausser dem Augit »weisse Leisten eines mikroskopisch feldspathähnlichen Minerals«, Titaneisen, Plagioklas, Viridit, Epidot und Pyrit richtig erkannt hat, sich über die wahre Natur des Diabas täuschen konnte, so zeigt dies eben wieder ein-

---

[1]) Verhdl. d. naturh. Ver. i. preuss. Rhnld. u. Westf. 1872, S. 1 ff.

[2]) Dieselbe Bezeichnung wendet auch v. DECHEN noch neuerdings auf das Rauenthaler Gestein an und wiederholt nach WICHMANN's Vorgang den irrigen Vergleich mit den Augitschiefern von Winterburg, Spall und Argenschwang (Geolog. u. Paläontolog. Uebersicht der Rheinprov. u. d. Prov. Westfalen, 1884, S. 58).

[3]) Vergl. Studien i. Jahrb. f. 1883, S. 625, Anm.).

[4]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1867, Bd. XIX, S. 651 ff. Den Feldspath dieser Diabase habe ich nicht, wie WICHMANN's Missverständiss glauben macht, als Albit, obwohl dieser häufig auf Klüften der Gesteine angetroffen wird, sondern als »triklinen Feldspath (Labrador?)« (a. a. O. S. 652) bezeichnet.

mal, dass die mikroskopische Untersuchung der Gesteine und zumal der metamorphischen eine Loslösung von der geologischen Grundlage petrographischer Forschung nicht verträgt. Ueberdies muss man billigerweise in Rechnung ziehen, dass zu jener Zeit (1877) die bahnbrechende Zirkel'sche Schule sich noch nicht jene Schärfe der Mineral-Diagnose unter dem Mikroskop angeeignet hatte[1]), welche wir der auf Descloizeaux's Resultaten fussenden, meisterhaften Methode H. Rosenbusch's verdanken. Nur so wird

[1]) Aus diesem Grunde sind die mikroskopischen Nachweise über Orthoklas in den Taunus-Gesteinen durch A. Wichmann, da sie von diesem Forscher nicht durch andere Untersuchungsmethoden controllirt worden sind, bis auf den heutigen Tag angesichts des hohen Natrongehalts der List'schen Analysen unsicher. Ich habe nun selbst die Forschung weitergeführt und es liegen zwei im Laboratorium der kgl. Bergakademie ausgeführte Analysen vor, welche den Beweis erbringen, dass es neben den Albitgesteinen in der That auch Orthoklas-Gesteine im Südostrande des Rheinischen Schiefergebirges giebt. Dieselben betreffen das kaum sericitische Porphyr-Gestein unterhalb des Bahnhofs Rüdesheim (I) und den »körnig flasrigen Sericitgneiss« (Koch) des Districts Burg bei Rambach (II); zum Vergleich dienen: Analyse III. Porphyroidischer Sericitgneiss von Hellestein bei Ruppertshain mit Orthoklas und Albit; Analyse IV. Quarzreicher Sericitadinolschiefer

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	66,42	77,08	74,99	73,97	56,58	56,39
TiO_2	0,05	0,26	0,56	0,11	—	0,81
Al_2O_3	16,76	11,50	11,77	14,72	22,21	15,12
Fe_2O_3	1,22	0,39	2,22	1,46	3,23	7,04
FeO	0,62	0,82	0,76	0,78	2,42	3,01
MgO	0,37	0,05	0,18	0,57	0,19	3,86
CaO	0,32	0,11	0,53	0,22	0,88	2,87
Na_2O	1,26	0,87	4,24	3,45	4,33	7,49
K_2O	12,55	7,97	4,49	3,49	6,40	0,75
H_2O	1,05	0,47	0,46	1,10	3,07	2,11
P_2O_5	Spur	0,05	0,09	0,27	0,09	0,45
SO_3	0,71	0,13	—	0,09	0,06	0,11
CO_2	0,03	0,07	0,02	Spur	0,07	0,05
	101,36	99,77	100,31	100,23	99,53	100,05
V. G.	2,56	2,603	2,709	—	2,76	2,788
	(Hampe)	(Pufahl)	(Starck)	(Pufahl)	(Ewald)	(Pufahl)

von Stromberg (vergl. Lossen i. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1867, XIX. Bd., S. 572—575 und Koch, ds. Jahrb. f. 1880, S. 201); Analyse V. »Quarzarmer, albitreicher, chloritischer Sericitgneiss« von Winterburg, gegen Winterbach hinzu (Lossen, a. a. O. S. 575—576, wegen des Chlorit- und Sericit-Gehalts vergl. jedoch Anm. 1) auf S. 535 dieser Abhandlung), entsprechend dem »Grünen Zonen gneiss« (Koch) »mit rothen Schnüren und Zonen« bei Wichmann, a. a. O. S. 26,

es verständlich, wie Herr WICHMANN dazu gelangen konnte, die amiantartige Hornblende trotz des zu 125° von ihm gemessenen Prismenwinkels und trotz ihrer nicht sowohl blättrig- als vielmehr nadeligfilzigen oder schilfartigen, bärtigen und kammartigen Aggregationsformen mit Sericit zu verwechseln, während die einfache Beobachtung der Auslöschungsschiefe und zwar der für die Hornblende charakteristischen eine solche Verwechselung nicht zugelassen haben würde. Lehrreich ist aber diese irrige Deutung doch wieder insofern, als sie uns so recht den schwachen[1]) oder mangelnden Pleochroismus dieser Hornblende kundgiebt. Es soll hier indessen nochmals hervorgehoben werden, dass das Vor-

---

und Analyse VI. Epidothaltiger »Sericit-Hornblendeschiefer« (A. WICHMANN, a. a. O. S. 28 und KOCH), besser wohl Grünschiefer, da der Sericit, wenn überhaupt vorhanden, hier keine wesentliche Rolle spielt, neben der Hornblende aber Albit und Epidot deutlich hervortreten. Aus diesen vier letzten Analysen, sowie aus den älteren, sehr sorgfältigen Analysen LIST's und aus den seiner Zeit von mir (a. a. O. S. 557—559) mitgetheilten Sonderanalysen der mit vieler Mühe unter der Lupe ausgelesenen Körnchen des Albits aus dem grobkörnig flasrigen, quarzreichen, glimmerhaltigen Sericitgneiss von Schweppenhausen geht ganz unzweideutig die Anwesenheit des Albits als Gesteinsgemengtheil in Gesteinen des rechts- und linksrheinischen Taunus hervor. Aber auch die von mir (a. a. O. ebendaselbst) mitgetheilten Analysen des Albits aus dem »quarzarmen, albitreichen, chloritischen Sericitgneiss« von Argenschwang zählen zu diesem Beweismaterial, denn wenn sie sich auch auf eine sehr grobkrystallinische, $^1/_2$ Zoll bis $^1/_2$ Fuss breite Zone oder Schnur in diesem Gestein beziehen, so ist diese letztere doch keineswegs eine nachträgliche Gang-, Kluft- oder Drusenausfüllung, sondern lediglich eine mächtigere, grobkrystallinischere Anschwellung jener feinkrystallinischen albitischen Lagen, die in dem albitreichen Gestein von Winterburg (Analyse V.) vorhanden sind. Wenn K. KOCH seiner Zeit (1874) gesagt hat, »das Material zu diesen (Albit-) Analysen wurde aber stets in Krystallausscheidungen auf Drusen und Klüften entnommen« und Herr A. WICHMANN dies wiederholt hat, so ist das unrichtig und gegenüber dem Umstand, dass ich selbst in den die Mittheilung der Analysen einleitenden Worten (a. a. O. S. 558, Zeile 15 v. oben muss es daselbst »enthält« statt »enthalten« heissen), die Bedingung gestellt habe, den Albit als Gesteinsgemengtheil zu analysiren, geradezu unverständlich. Ich habe in der Aprilsitzung 1878 der Deutschen geologischen Gesellschaft und 1880 Herrn WICHMANN persönlich die Gesteine, deren Albite gesondert analysirt sind, vorgelegt, ich würde es auch nicht mehr für nöthig erachtet haben, hierauf zurückzukommen, wenn nicht Herr v. DECHEN's Darstellung der Taunusgesteine dazu aufforderte.

[1]) Schwachen Pleochroismus — gelblich und grünlich — besitzt auch der echte Sericit hier und da; stärker pleochroitische, lebhaft grün gefärbte Glimmermineralien in Gesteinen des Taunus oder seiner linksrheinischen Fortsetzung, die

herrschen stark pleochroitischer Hornblenden in den auf dem Wege der Contactmetamorphose umgebildeten Diabasen gegenüber dem schwächeren oder fehlenden Pleochroismus desselben secundären Minerals in den regionalmetamorphisch veränderten Diabasen zunächst nur für paläoplutonische Gebiete und auch hier nur als relative, nicht aber als absolute Erfahrungsregel geltend gemacht werden kann.

Die Studien über die secundären Hornblendebildungen in den metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen können keineswegs als irgendwie abgeschlossen gelten; zumal die Unterscheidung solcher Bildungen von der primären Hornblende wird fortan schärfer in's Auge zu fassen sein. Diese Unterscheidungslehre zu fördern durch Mittheilung von Untersuchungsresultaten aus Gesteinen, die nicht nur nach ihrem Vorkommen schlechthin, sondern nach ihrer geologischen Rolle in einem wohl erforschten geologischen Ganzen gekannt sind, wird also auch künftighin noch einen Theil der Aufgabe unserer Studien ausmachen. Fasse ich mein Erfahrungsurtheil mit demjenigen anderer Forscher[1]), welche neuerdings diese specielle Frage berührt haben, zusammen, so lassen sich, zum Theil im Widerspruche mit früher getheilten Anschauungen, jetzt schon folgende leitende Gesichtspunkte für die Fortführung der Untersuchung aufstellen:

1. Die braune und grüne Farbe der Hornblende ist kein entscheidendes Merkmal, um daran ihre primäre oder secundäre Bildung zu erkennen, es giebt vielmehr ebensowohl auch braundurchsichtige secundäre Hornblende, wie auch gründurchsichtige primäre (z. B. in den Phonolithen) gefunden wird.

2. Auch die Faserstructur ist keine absolut leitende Eigenschaft, um danach allein die secundäre Natur des Minerals feststellen zu können.

---

früher und so auch von mir für Chlorit angesprochen worden sind, während sie A. Wichmann schon viel richtiger auf Sericit bezogen hat, dürften doch nach diesem ihrem Pleochroismus zu schliessen reicher an Eisenoxyd sein, als der typische Sericit. Dagegen ist keineswegs aller Chlorit, der vom Taunus je beschrieben worden ist, ein solcher grüner, eisenreicher Kali-Glimmer.

[1]) Es seien in Kürze und ohne Anspruch auf Vollständigkeit nur die Namen Becke, Brögger, Hatch, Irving, Kloos, Lehmann, Liebe, Michel-Lévy, H. Reusch, Sjögren, Teall, Traube, Wadsworth, Geo. H. Williams genannt.

3. So häufig auch die Verwachsung beider Mineralien, zumal eine zufolge des Parallelismus beider Orthopinakoide gesetzlich orientirte Umwachsung oder Durchdringung eines Augitindividuums durch die Hornblende, als Folge der Umbildung des ersteren in die letztere erkannt worden ist, so giebt es doch zweifellos auch dergleichen Verwachsungen, die auf ein ursprüngliches Zusammenkrystallisiren chemisch nahe verwandter Molecüle zurückgeführt werden müssen[1]).

4. Nicht alle Amphibolite oder Hornblendeschiefer, soweit dieselben bisher überhaupt mit Sicherheit als metamorphische Gesteine nachgewiesen sind, weisen auf umgebildetes Diabas-, Norit (ROSENBUSCH)-, Gabbro- oder überhaupt Eruptiv-Material hin, es giebt vielmehr auch solche Vorkommen, welche auf metamorphosirte kalkige Schichten, Kalkschiefer oder unreinen Kalkstein zu beziehen sind[2]).

5. Die Umwandlung eines Augit-, Diallag-, Bronzit-Gesteins u. s. w. in ein Hornblende-Gestein kann Hand in Hand gehen mit der Ausbildung secundärer Schieferung, ist aber keineswegs daran gebunden.

6. Neben den im Contactmetamorphismus der eugranitischen Massengesteine und im Dislocationsmetamorphismus wirksamen physikalisch-chemischen geologischen Processen sind auch diejenigen der Erzgangbildung als Ursache der Umwandlung augitischer Mineralien in hornblendige zu nennen.

Zum Schlusse seien einige der neuesten Literatur entnommene Werke und Abhandlungen aufgeführt, deren Inhalt sich mehr oder weniger mit unseren Studien begegnet.

---

[1]) Vergl. z. B. ROHRBACH, Ueb. d. Eruptivgest. im Gebiete d. schles.-mähr. Kreideformation, TSCHERMAK, Min. u. petrogr. Mittheil., neue Folge, Bd. VII, S. 24. Primäre Verwachsungen von brauner Hornblende mit Augit beobachtete ich z. B. in gewissen Pyroxen-Quarz-Porphyren Sachsens und in dem schönen grobkörnigen Melaphyr-Gesteine von Niederkirchen in Bayern, Provinz Rheinpfalz.

[2]) Vergl. z. B. die Ausbildung gewisser Kalkhornfelse in dem Contacthofe um den Rammberggranit in den Erläuterungen zu Bl. Harzgerode S. 72 bis 73, sowie ähnliche Beobachtungen W. C. BRÖGGER's aus den Contactmetamorphosen der silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker; ferner A. RENARD's lichtvolle Beschreibung der petrefactenführenden, hornblende- und granatreichen Unterdevonschichten aus der Umgebung von Bastogne.

Literaturverzeichniss.

A. Baltzer, Randerscheinungen der centralgranitischen Zone im Aarmassiv (Neues Jahrb. f. Min. etc., 1885, Bd. II, S. 25 ff.).

Ch. Barrois, Mémoire sur les grès métamorphiques du massif granitique du Guéméné (Ann. soc. géol. du Nord, T. XI, p. 103 ff.).

Mém. sur le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts (ibid. T. XII, p. 1 ff.).

W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien (Nyt Magazin for naturvidensk. Bd. XXVIII. S. 253 ff.).

A. Cathrein, Ueber Saussurit (Zeitschr. f. Krystallogr. u. Min. Bd. VII, S. 234 ff.).

Ueber Wildschönauer Gabbro (Tschermak, Miner. u. petrogr. Mittheil. Bd. VII, S. 189 ff.).

H. Baron v. Foullon, Ueber die petrograph. Beschaffenh. krystallin. Schiefergest. aus den Radstädter Tauern etc. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1884. 34. Bd., S. 635 ff.).

J. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus d. Gegend d. Goldfelder v. Marabastad i. nördl. Transvaal, Süd-Afrika (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläontol. Beilagebd. 4, Heft 1, S. 110 ff.).

J. Gosselet, Sur la faille de Remagne et sur le métamorphisme, qu'elle a produit (Annal. soc. géol. du Nord. 1884, t. XI, p. 176 ff.).

v. Groddeck, Zur Kenntniss einiger Sericitgesteine, welche neben u. in Erzlagerstätten auftreten (Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. II. 1882. S. 72 ff.).

F. H. Hatch, Ueber d. Gabbro aus d. Wildschönau in Tyrol u. d. aus ihm hervorgehd. schiefr. Gesteine (Tschermak, Min. u. petrogr. Mittheilg. Bd. VII, 1885, S. 75 ff.).

R. D. Irving, On the paramorphic origin of the hornblende of the crystalline rocks of the northwestern states (Americ. journ. o. science vol. XXVI, p. 27, July 1883.).

The Copper-bearing Rocks of Lake Superior (Extract fr. the Third Ann. Rep. of the Director of the U. S. Geol. Survey, p. 89 ff. u. Monographs of the U. S. Geol. Surv. No. V, 1883.

Kloos, Ueber eine Umwandlg. v. Labrador in einen Albit u. in ein zeolith. Mineral. (Ber. d. Naturforschervers. in Freiburg i. Br.)

Ein Uralitgestein v. Ebersteinburg im nördlichen Schwarzwald (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1885, S. 82ff.).

Ueber Uralit u. d. structur. Verschiedenheiten d. Hornbld. in einig. Gest. d. Schwarz- und Odenwaldes (Tagebl. der 58. Versammlg. Deutsch. Naturforsch. u. Aerzte in Strassburg. 1885.).

v. Lasaulx, Ueber einige Beispiele d. mechanischen Metamorphose v. Eruptivgesteinen (Sitzungsber. d. Niederrhein. Gesellschaft f. Natur- u. Heilkd. 5. Mai 1884.).

J. Lehmann, Untersuchungen üb. d. Entstehung d. altkrystallin. Schiefergesteine. 1884.

Th. Liebe, Uebersicht üb. d. Schichtenaufbau Ostthüringens (Abhdl. z. geol. Specialk. v. Preussen u. d. Thüring. Staaten, Bd. V, Heft 4) 1884.

Michel-Lévy, Sur les roches éruptives basiques Cambriennes du Mâconnais et du Beaujolais (Bull. soc. géol. de France, 3. sér. t. XI, 1883, p. 273.).

C. A. Müller, Die Diabase aus dem Liegenden des Ostthüringischen Unterdevons. 1884.

A. Renard, Les roches grénatifères et amphiboliques de la région de Bastogne (Extrait du Bull. du Musée royal d'histoire naturelle de Belgique 1882.).

Recherches sur la composition et la structure des Phyllades Ardennais (ibid. 1882—1884.).

A. Renard et Ch. de la Vallée Poussin, Note sur le mode d'origine des roches cristallines de l'Ardenne française (Ann. d. la soc. géol. de Belg., t. XII, Mém. 1885.).

Les Porphyres de Bierghes (Akad. roy. de Belg. extr. de bull. 3. sér., t. IX, No. 4, 1885.).

H. H. Reusch, Silurfossiler og Pressede Konglomerater i Bergensskirene, 1882.

A. Schenk, Die Diabase d. Oberen Ruhrthales u. ihre Contacterscheinungen mit dem Lenneschiefer, 1884.

Hj. Sjögren, Om de norska apatitförekomsterna etc. (Geol. Fören. i Stockholm Förhdl. 1883, Bd. VI, S. 447ff.).

J. J. H. Teall, The Metamorphosis of Dolerite into Hornblende-Schist (Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1885, Vol. XLI, part 2, pag. 133ff.).

H. Traube, Beiträge z. Kenntniss d. Gabbro's, Amphibolite und Serpentine des niederschles. Gebirges 1884.

Ch. de la Vallée Poussin, Les anciennes Rhyolithes dites Eurites de Grand-Manil 1885 (Bull. de l'Acad. roy. de Belg. 3. sér., t. X, No. 8, 1885.).

M. E. Wadsworth, Note on Professor Irving's paper etc. (Americ. journ. of science, vol. XXVI, pag. 155, Aug. 1883.).

van Werveke, Rutil in Diabascontactproducten. — Durch Diabas veränderte Schiefer im Gebiet der Saar und Mosel (Neues Jahrb. f. Min. 1884, Bd. II, S. 225.).

Ueber Ottrelithgesteine v. Ottré u. Viel-Salm (ibid. 1885, Bd. I, S. 227.).

J. D. Whitney and M. E. Wadsworth, The Azoik System and its proposed subdivisions (Bull. Mus. of comp. zool. at Harward College. Geol. Ser. vol. I, p. 331 ff. 1884.).

Geo. H. Williams, On the paramorphosis of Pyroxene to Hornblende in rocks (American journ. of science, Vol. XXVIII, Oct. 1884.).

Erklärung zu Tafel XXIX.

Fig. 1. Das ganze Bild ist bei abgedecktem Analysator dargestellt. Stark amphibolisirter grob-strahlig-körniger Diabas, von der Hohen Warte aus dem Contacthofe östlich vom Rammberg Granit (Erl. z. Bl. Harzgerode S. 80 bis 82, nicht 82 bis 83), kein violettbrauner »Diabas-Hornfels« mit wenigstens äusserlich ganz oder nahezu verwischter Primär-Structur, sondern ein sogenannter »Urgrünstein« der älteren Harz-Literatur, ein sogenannter »Diorit« oder »Proterobas« späterer Autoren. Hornblende (Amphibol) in uralitischer oder strahlsteinähnlicher Ausbildung nimmt weitaus den grössten Theil der Bildfläche ein. Im unteren Drittel derselben und links oben am Rande erfüllt sie Abschnitte zweier grösseren Uralit-Pseudomorphosen nach primärem Diabas-Augit, der in der unteren Pseudomorphose in einem unversehrten Kerne noch seine charakteristischen Eigenschaften zu erkennen giebt, was an andern nicht gezeichneten Stellen des Präparates noch

vielmehr der Fall ist. Der lichtviolettbraune Farbenton des Augits ist einer solchen andern Stelle entlehnt, um den Unterschied gegen die Hornblende-Neubildung schärfer hervorheben zu können, in Wirklichkeit ist der gezeichnete Augit ganz licht ledergelb gefärbt. Gewählt wurde diese Uralit-Pseudomorphose, weil sie an ihrer scharf umrissenen Umrandung in sehr deutlicher Weise die Einzapfung von Pseudomorphosen nach den primären Plagioklas-Leisten, in der Mitte und rechts unten im Bilde zu erkennen giebt (vergl. dazu: Studien im Jahrb. f. 1883, Taf. XXIX, Fig. 2 u. Erläut. S. 642). Auch diese eingezapften Pseudomorphosen nach Plagioklas und der ganze noch übrige ursprünglich hauptsächlich ebenfalls von Plagioklas eingenommene Raum des Bildes, aus dem sie in die Uralit-Pseudomorphosen eintreten, sind grösstentheils mit Hornblende, aber mit wirr- oder radialstrahlig gruppirten nadelig-säuligen bis schilfig-breitlappigen strahlsteinähnlichen Kryställchen erfüllt. Die Hornblende innerhalb der Uralit-Pseudomorphosen ist indessen keineswegs so streng parallel angeordnet, als die Betrachtung mit nur einem Nicol glauben macht. Gerade die dem Augitkerne zunächst liegende breite, mit annähernd parallel gerichteten Magneteisen-Körnchen und -Stäbchen gespickte, grüngelbe bis lichtbräunlichgrüne Fläche zeigt zwischen gekreuzten Nicols (Nic. +) eine wirr-strahlig-blättrige Structur. Der Umstand, dass diese erst bei Nic. + erkannt wird, weist im Gegensatze zu der deutlich dreifarbigen strahlsteinähnlichen Hornblende (𝔞 lichtgrünlichgelb, 𝔟 grün, 𝔠 helltürkisblau) auf das nahezu apleochroitische Verhalten dieser Hornblende-Varietät hin, das noch mehr an der lebhafter grüngelb mit einem Stich in's Braune gefärbten eisenerzführenden inneren Partie der links oben am Rande liegenden Uralit-Pseudomorphose hervortritt, obwohl in dieser Partie mehr Parallelismus in der Aggregation herrscht, so dass sie bei Nic. + z. Th. nahezu gleichmässig und mit der in der bildlichen Darstellung blau gefärbten Randzone zugleich auslöscht. Auch in der Pseudomorphose mit dem Augit-Kerne löscht der in der blauen Farbe dargestellte Randtheil einheitlich aus. Wichtiger zu bemerken ist, dass in beiden blau gezeichneten, bei einer Drehung des Tisches über dem Polarisator um 90° grüngefärbten und also mit der strahlsteinähnlichen Hornblende ausserhalb der Pseudomorphosen übereinstimmend pleochroitischen Randzonen die in der apleochroitischen Varietät so zahlreichen Eisenerztheilchen nahezu ganz fehlen. Dies ruft die (Studien im Jahrb. f. 1883, S. 632, Anm. 2) bereits ausgesprochene Vorstellung wach, dass der Pleochroismus

hier zufolge der Aufnahme des Eisen- und speciell des Eisenoxyd-Gehalts des Magneteisens in das Hornblende-Molecül hervortritt. — Die zwischen den dichtgedrängten, je nach der Lage ihrer Elasticitätsaxen zum Hauptschnitt des Polarisators blauen, grünen oder gelben strahligen Hornblende-Kryställchen relativ spärlich sichtbaren wasserhellen Partieen des Bildes zeigen bei der Drehung des Präparates zwischen Nic. + ein helleres bis dunkleres Graublau und dürften grossentheils feldspäthige Neubildungen sein, obwohl Zwillingstreifung nicht wahrgenommen wurde; Quarz und Zoisit waren hier darin nicht nachzuweisen. — Epidot tritt in einem kleinen, etwas ferritisch braun bestäubten Körnerhäufchen im horizontalen Durchmesser des Bildes unfern des linken Bildrandes auf. — Rechts darüber grenzt unmittelbar ein vereinzeltes, in dieser Stellung gelbdurchsichtiges Chlorit-Blättchen an, das von den gelben Hornblende-Läppchen nur bei Nic. + durch seine Tintenfarbe unterschieden werden kann. — Da wo im rechten oberen Quadranten die strahligen Hornblende-Kryställchen etwas grössere Dimensionen zeigen und darunter namentlich die gelbdurchsichtigen sich häufen, liegen dazwischen isolirt, fünf wasserhelle, durch geradlinig scharfe Spaltrisse hervorstechende Mineraldurchschnitte, die bei Nic. + nach der zur Spaltrichtung parallelen Auslöschung und den lebhaften Farben als Muscovit bestimmt wurden. — Die braunen bis rothbraunen Körnchen sind theils oxydirte Eisenerzpartikelchen, theils Pigmentanhäufung, letztere durch die Absorption bei der Drehung des Tischs über dem Polarisator kenntlich. — Das Bild giebt eine besonders hornblendereiche, augit- und feldspatharme Stelle des Gesteins wieder.

Fig. 2 u. 3. In Fig. 2 sind der Chlorit, der Epidot, das Titaneisenerz und sein Umbildungsproduct (Sphen) mit abgedecktem Analysator, alle anderen Gemengtheile bei Nic. + dargestellt. Fig. 3 ist ganz bei abgedecktem Analysator entworfen.

Amiantisirter grob-strahlig-körniger Diabas aus dem »Glimmer-Sericitschiefer« (K. Koch) von Rauenthal im Taunus (von A. Wichmann als Sericit-Augitschiefer beschrieben). Die Hauptfläche des Gesichtsfeldes der Fig. 2 erfüllen die bei Nic. + grau bis wasserhell erscheinenden feldspäthigen Massen, theils primärer, theils secundärer Bildung. Der primäre Plagioklas ist wolkig getrübt und bald tafelförmig ausgebildet, wie zumal die grosse Fläche links unten, bald leistenförmig und dann nach dem Albit-Gesetze verzwillingt, wie die grosse etwas gebogene und die kleine gerade Leiste in der

Diagonale von rechts unten nach links oben; seine Aussengrenzen entbehren in Uebereinstimmung mit der durch hier nicht näher zu charakterisirende Molecularveränderungen bedingten inneren Trübung z. Th. sichtlich der Schärfe. Das nicht verwaschen, sondern in klar geschiedener Feldertheilung grau-weisse, bald mehr isometrisch-, bald mehr stängelig-körnige Mosaik (A. Wichmann's Quarz), das zumal das obere Drittheil des Bildes erfüllt und sich überdies in einer schmäleren Zone an die untere concave Seite der langen wolkigen Plagioklas-Leiste anhaftet, muss, obwohl Zwillingstreifung nirgends scharf nachgewiesen ist, nach Analogie mit anderen Stellen des Präparates und mit anderen Vorkommen (vergl. S. 526 ff. und Fig. 4, sowie die Bilder auf Taf. XXIX d. Jahrb. f. 1883) grösstentheils als Plagioklas-(Albit-) Neubildung aufgefasst werden, während es nicht ausgeschlossen erscheint, dass etwas Quarz darin steckt; (grobkrystallinische streifig stenglige Aggregate von Albit und Quarz lassen sich garnicht selten als Ausfüllung von Trümern in metamorphischen Gesteinen beobachten). — Rechts unten und oben, sowie etwas über der Mitte der linken Seite greifen über den Rand in die Bildfläche hinein drei Krystallkörner von typischem Diabas-Augit, von welchen das letztgenannte mit dem am unteren Rande zu ein und demselben grösseren, durch Plagioklas-Einzapfungen lappig zertheilten Krystallkorne gehören. Sie sind bei Nic. + dargestellt, um ihre Umsäumung durch die ebenfalls leuchtend, aber anders farbig polarisirende Amiant-Hornblende besser hervortreten zu lassen; zugleich zeigt die Verschiedenfarbigkeit der beiden als zu einem Augit-Individ gehörigen Körner, dass Theile desselben Krystalls während der Metamorphose des Gesteins durch Verschiebung aus ihrer Lage eine etwas abweichende optische Orientirung erhalten haben können. — Die amiantartige Hornblende (A. Wichmann's Sericit), ist ausserhalb jener bärtig ausgefranzten Säume um die Augitkörner in schmal spiessigen bis breiter schilfigen Krystallnadeln besonders mitten im oberen Drittel und in der unteren Hälfte am rechten Rande des Bildes erkennbar. Hier sind diese Nadeln, welche in gewöhnlichem Lichte wasserhell durchsichtig oder ganz zart grünlich angehaucht, aber auch dann bei eingesetztem Polarisator gar nicht oder doch kaum merklich pleochroitisch erscheinen, grossentheils von hinreichender Dicke, um bei Nic. + jene leuchtenden, in der bildlichen Darstellung gelben Farben zu geben, die auch in den Umsäumungen des Augits neben rothen und blauen Farbentönen wiederkehren. Daneben aber

kommen zum Theil an denselben Stellen, namentlich aber zwischen dem Neubildungs-Mosaik auf der Concavseite der langen trüben Plagioklas-Leiste, und zwar hier deutlich nahezu parallel geordnet zu den Mosaik-Stängelchen, äusserst feine Amiant-Nädelchen in grosser Anzahl vor, die selbst bei Nic. + in ihrer Färbung sich nicht über eine hellere oder dunklere Schattenlinie erheben. Am besten werden sie bei abgedecktem Analysator und gesenktem Polarisator im divergenten Lichte unter Anwendung einer etwas stärkeren Vergrösserung (circa 100facher lin.) wahrgenommen. Der feine Nadelfilz, der sich neben einigen gelbgrünen chloritischen Blättchen aus dem feldspäthigen Grunde der Fig. 3 hervorhebt, eine Vergrösserung der lichten Partie rechts von der gelb durchsichtigen Hornblende in der unteren Hälfte der rechten Randseite von Fig. 2, ist unter solchen Bedingungen gezeichnet; in der Hauptfigur 2 konnte nur eine schematische Andeutung dieser zarten Ausbildungsweise der Amiant-Hornblende gegeben werden. — Drei grössere und mehrere kleine braune, örtlich gelb durchscheinende Partieen auf der rechten Seite des Gesichtsfeldes und besonders in dessen rechtem oberen Quadranten sind auf Titaneisenerz zu beziehen, das in der Umwandlung zu feinkörnigen Sphen-Aggregaten schon ziemlich vorgeschritten ist. Unverändertes Erz ist nur spärlich noch wahrzunehmen, so in mehreren kleinen Körnchen in der rechtwinklig hakig gebogenen braunen Partie oben in der Mitte und in einem solchen unter der grössten lappig ausgerandeten braunen Platte rechts davon. — Die schwach-wellig gekräuselten und daher meist gleichmässig grün und nur spärlich dichroitisch gelb erscheinenden Anhäufungen chloritischer Umbildungsmassen sind unverkennbar, örtlich erfüllen sie Spältchen im primären Plagioklas (oben in der Mitte) und im Augit (oben rechts). — Dem Epidot müssen wohl die meisten der gelben körnigen, stark schattirt aus dem Gesichtsfeld hervortretenden Massen im oberen Drittel des Bildes und weiter unten auf der Concavseite der langen trüben Plagioklas-Leiste zugeschrieben werden, einzelne darunter könnten indessen vielleicht Sphen sein. — Bemerkenswerth erscheint die bald tangential, meist aber vertikal zu den Primär-Gemengtheilen gestellte Wachsthumsrichtung der Neubildungen. — Das Bild giebt eine relativ feldspathreiche, augit- und hornblendearme Stelle des Gesteins wieder.

Fig. 4. Zuckerkörniger Albit aus dem Diabascontactgestein im Neuen Gehege bei Wippra an der Fahrstrasse nach Sangerhausen (SiO_2 66,95; Al_2O_3 19,42; Fe_2O_3 0,39; FeO 0,45;

MgO 0,11; CaO 0,13; Na_2O 10,83; K_2O 0,47; H_2O 0,38 = 99,13; Volumgew. 2,616) (vergl. Erläut. zu Bl. Wippra S. 55 bis 56). — Nic. +.

Die meisten Körnchen des etwas ungleichkörnigen Mosaiks sind unverzwillingt und auch ohne erkennbare Spaltbarkeit, daher quarzähnlich, zumal auch ihre Farbe gegen ihre Grenze nicht stets ganz die gleiche bleibt. In der Mitte des Bildes, ein wenig mehr gegen links, zwei zweihälftig getheilte Zwillinge, die zur Verwechselung mit Orthoklas Anlass geben könnten; darunter ein grösseres Korn mit deutlichen Spaltrissen; rechts davon in der Mitte und weiter unten gegen den Rand zwei Viellinge mit ungleichmässig aushaltender Zwillingstreifung. Die braune Bestäubung ist in der Darstellung etwas zu dunkel ausgefallen.

Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald.

Von Herrn **H. Bücking** in Strassburg im Elsass.

(Hierzu Tafel XXX.)

Im ersten Bande dieses Jahrbuchs (1880, S. 60 etc.) wurde von der interessanten Gebirgsstörung, welche 1 Stunde südlich von Schmalkalden mitten im Gebiete des Buntsandsteins auftritt, der mittlere, nordwestlich vom kleinen Dollmar gelegene Theil eingehender besprochen. Weitere geologische Aufnahmen und zufällig entstandene neue Aufschlüsse veranlassten dann Berichtigungen und Ergänzungen, welche im dritten Bande (1883, S. 33 etc.) mitgetheilt worden sind. Im letzten Sommer ist nun auch der südöstlich vom kleinen Dollmar gelegene Theil jener Störung näher untersucht worden und hat so eigenthümliche und interessante Verhältnisse ergeben, dass eine kurze Beschreibung derselben eine vielleicht höchst wünschenswerthe Ergänzung zu der früheren Mittheilung sein wird, um so mehr als gerade der östliche Theil reich an mannichfachen Erscheinungen ist, welche im Stande sind, einige der schwierigeren Stellen in der westlichen Fortsetzung auf einfachere Weise zu erklären, als das früher geschehen ist.

Die geologische Darstellung auf Taf. XXX schliesst sich an die früher gegebene (l. c. 1880, Taf. II) an; sie berichtigt zugleich die Ungenauigkeiten, welche an der östlichen Grenze der ersten Karte durch die früheren noch unvollständigen Untersuchungen veranlasst waren.

Ganz wie an der Hopfenliete, am Lindenberg und am kleinen Dollmar, ist die Störung auch weiter östlich gekennzeichnet durch eine dem Streichen der Schichten parallel verlaufende Verwerfung, an welcher der obere Zechstein eine Ueberschiebung über den Muschelkalk erfahren hat, und durch ziemlich steiles nach NNO. gerichtetes Einfallen der Schichten. Dieses steile Einfallen ist die Ursache, dass Zechstein und Muschelkalk nur ein schmales Band zu beiden Seiten der Verwerfung bilden. Von ihr ausgehend quer gegen das Streichen der Schichten gelangt man sehr bald, sowohl auf ihrer nördlichen als südlichen Seite, in den unteren Buntsandstein, in dessen Bereich die Schichten allmählich wieder eine ruhige, flache Lagerung annehmen.

Besonders zwei Profile gestatten einen Einblick in den im Ganzen sehr einfachen Bau der Störung; einmal das Profil längs des Fussweges von Springstille nach Christes, der über die Schmalmbach östlich am kleinen Dollmar vorbeiführt und hier die Strasse von Viernau nach Christes erreicht; dann das weit unvollständigere Profil, welches weiter östlich an dem Buschberg durch den jüngst verbreiterten Höhenweg blossgelegt ist.

Im ersten Profil durchquert man, von der Schmalmbach kommend, sehr bald den Bröckelschiefer und den von diesem auf dem Waldpfade kaum unterscheidbaren oberen Zechsteinletten, und gelangt in den Plattendolomit, der in mehreren Punkten, insbesondere westlich von dem Pfade entblösst ist und hier ein ziemlich steiles Einfallen nach NNO. erkennen lässt. Auch der untere Zechsteinletten tritt weiterhin deutlich hervor und ist recht wohl zu unterscheiden von gelben Mergeln und Zellenkalken, welche, schon dem Schichtensystem auf der Südseite der Verwerfung angehörig, das Vorhandensein des mittleren Muschelkalks an dieser Stelle über den in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossenen *Orbicularis*-Platten verrathen. Weiterhin auf der Strasse nach Christes folgen die tieferen Schichten, welche ich schon früher (l. c. S. 88) besprochen habe.

Auch am Buschberg sind auf der Südseite der Verwerfung dieselben Schichten verhältnissmässig gut aufgeschlossen; besonders gilt dies von den *Orbicularis*-Platten, welche an der Strasse nach

Viernau gegenüber der Einmündung des vom Buschberg kommenden Weges in einem kleinen Steinbruch zu beobachten sind. Unmittelbar auf sie folgt, jenseits der Verwerfung, also im Hangenden derselben, oberflächlich zwar nicht entblösst, aber durch recht auffallende Erdfälle gekennzeichnet, der Gyps-führende untere Zechsteinletten, dessen Längserstreckung — bei einer Breite von 10—15 Schritt — nur bis zum jenseitigen Rande der Waldwiese nach Osten verfolgt werden kann.

An dieser Stelle vollzieht sich in dem Verhalten der Störung eine Aenderung, welche für ihren weiteren Verlauf und ihre Beziehung zu der Entstehung des Thüringer Waldgebirges, ausserdem aber auch für die Klärung einiger in ihrer westlichen Fortsetzung an der Igelsburg und am Möncheberg beobachteten Verhältnisse von der grössten Bedeutung ist.

Die Verwerfung theilt sich nämlich da, wo die Waldwiese von der Strasse durchschnitten wird, in zwei Aeste, welche anfänglich nur wenig von einander divergiren, nach einer Entfernung von etwa 1 Kilometer einen parallelen Verlauf annehmen und so noch weitere 3 Kilometer bis in's Thal der Schwarza unterhalb Viernau fortsetzen. Hier erreicht der nördliche Ast der Hauptverwerfung, von welchem vorher schon ein Zweig in's Hangende abgesendet wurde, der seine Richtung nach dem älteren Gebirge an der Rothen Wand zwischen Bermbach und Benshausen nimmt, sein Ende; nur der südliche Ast setzt mit einer immerhin noch recht beträchtlichen Sprunghöhe — der Plattendolomit stösst unmittelbar an die oberen Schichten des mittleren Buntsandsteins — auf die östliche Thalseite über, und ist bis in das Thal der Lichtenau zwischen Benshausen und Ebertshausen zu verfolgen, steht aber sehr wahrscheinlich noch mit der Verwerfung des mittleren gegen den unteren Buntsandstein am Aschenhof bei Albrechts und vielleicht auch mit dem Abbruch des jüngeren gegen das ältere Gebirge am Bock nordöstlich von Albrechts in Beziehung.

An diese südliche Hauptverwerfung schaart sich bald nach ihrer vorhin erwähnten Abzweigung, gerade am Feldesrand östlich vom Buschberg eine aus dem Liegenden von Westen her kommende Verwerfung. Sie ist leicht erkennbar an der Unterbrechung,

welche der regelmässige Verlauf der Schichten im Liegenden der Hauptverwerfung erleidet. Der am Buschberg mächtig entwickelte Wellenkalk, über welchem östlich von der oben erwähnten Waldwiese und südlich von der Viernauer Strasse noch mittlerer Muschelkalk deutlich entblösst ist, überschreitet nicht mehr den Waldsaum; es liegt hier dicht an der Hauptspalte der Röth; erst 800 Schritt weiter östlich lagern Wellenkalkklippen, steil nach N. fallend, ihm auf. Die aus dem Liegenden an die Hauptstörung unter ziemlich spitzem Winkel herantretende Verwerfung lässt sich westwärts nicht sehr weit mit Sicherheit verfolgen. Doch ist sie vielleicht mit jener Verwerfung identisch, welche am kleinen Dollmar im Liegenden der Hauptverwerfung den mittleren Buntsandstein unmittelbar an den Wellenkalk herantreten lässt (vgl. l. c. 1880, S. 87). Es ist aber auch die Annahme zulässig — und für sie sprechen sehr viele, hier nicht weiter auseinanderzusetzende Beobachtungen —, dass mehrere Verwerfungen, der Hauptverwerfung parallel, im Hangenden sowohl als im Liegenden dieselbe begleiten, sich hier und da an sie anschaaren, oder auch allmählich sich auskeilen; nur die Einförmigkeit der mächtigen Buntsandsteinschichten tritt ihrer genauen Verfolgung hindernd in den Weg.

Die Theilung der Hauptverwerfung östlich vom Buschberg in zwei Aeste hat bei anhaltendem steilen Einfallen der Schichten nach NNO. zur Folge, dass bis zum Schwarzathal in zwei nur 100 bis 200 Schritt von einander entfernten Zonen nahezu die gleichen Lagerungsverhältnisse sich wiederholen; nur ist an dem nördlichen Ast die Sprunghöhe nicht so beträchtlich als an dem südlichen. Während nämlich dort im Hangenden wesentlich Bröckelschiefer und nur an vereinzelten Stellen unter ihm auch noch oberer Zechsteinletten und Plattendolomit (nur einmal auch unterer Letten) zu Tage treten, im Liegenden aber, das also gleichzeitig das Hangende des südlichen Astes ist, als jüngstes Schichtensystem der feinkörnige Buntsandstein erscheint, tritt hier im Hangenden unter dem Buntsandstein die obere Zechsteinformation fast allenthalben vollständig entwickelt hervor, und im Liegenden wird die Verwerfungskluft nahezu in ihrer ganzen Erstreckung bis zum

Schwarzathal von Röth begleitet, dem an einer Stelle auch noch Wellenkalk auflagert; nur am westlichen Abhang des Schwarzathales treten die höheren Schichten des mittleren Buntsandsteines direkt an die Kluft.

Es wurde schon erwähnt, dass von dem nördlichen Ast eine Störung in's Hangende sich abzweigt. Diese Verwerfung, welche durch eine weitere Erstreckung über Viernau hinaus ausgezeichnet ist, nimmt ihren Anfang etwa 1 Kilometer westlich vom Buschberg, nahe an der Stelle, wo die Strasse von Christes nach Viernau die nördliche Grenzlinie zwischen Bröckelschiefer und feinkörnigem Sandstein schneidet. Ihr Verlauf ist anfänglich, so lange er sich im feinkörnigen Sandstein vollzieht, nicht recht deutlich; nur das Schichtenfallen längs eines Feldweges, der an dem Schnittpunkt der Niveaukurve 1250 Fuss mit der Strasse Christes-Viernau von letzterer (in südlicher Richtung) sich abzweigt, lässt keinen Zweifel über die Lage der Verwerfung. Genauer bestimmt wird sie aber weiter östlich da, wo über den mittleren, groben Buntsandstein eine Ueberschiebung des unteren feinkörnigen stattgefunden hat.

Recht bezeichnend für die eigenthümlichen Verhältnisse in dem besprochenen Störungsgebiet ist (Tafel XXX) Profil 1, welches (in der Richtung *AB*) an dem Westgehänge des Schwarzathals unterhalb Viernau quer zu den drei hier vorhandenen Längsstörungen gelegt ist. Es folgen in demselben 3 Ueberschiebungen in kurzen Abständen hinter einander, sämmtlich von immerhin nicht unbeträchtlicher Sprunghöhe, deren Bedeutung namentlich dadurch noch grösser wird, dass zwei von diesen Wechseln, der nördlichste und der südlichste, anscheinend direkt mit dem Abbruch der jüngeren Schichten am Rand des älteren Gebirges bei Benshausen und Albrechts in Verbindung stehen.

Die Lagerungsverhältnisse in dem nördlich und südlich von der Störung vorhandenen Buntsandstein sind ausserordentlich einfach, da die Schichten mit der Entfernung von der Dollmarstörung sich immer mehr verflachen. Das ganze Gebiet zwischen Viernau und Springstille wird von feinkörnigem Buntsandstein eingenommen, auf welchem auf der Höhe zwischen Springstille und Steinbach-

Hallenberg eine Decke von mittlerem Buntsandstein, nur wenig gegen Norden einfallend, aufruht.

Auch über die Entwicklung der einzelnen auf der Karte zur Ausscheidung gelangten Schichtensysteme ist nichts Weiteres nachzutragen. Nur bezüglich der Ausbildung des Bröckelschiefers westlich von Viernau wäre zu bemerken, dass demselben hier zwei nicht ganz 1 Meter mächtige Bänke groben Sandsteins — ganz analog der Entwicklung bei Salzungen — eingelagert sind, welche an dem Weg von Viernau nach dem Steinrücken recht gut beobachtet werden können. Ausserdem besitzen die untersten Schichten des feinkörnigen Sandsteins vom Buschberg bis östlich vom Schwarzathal eine auffallende gelbe Farbe, an der sie besonders leicht kenntlich sind.

Gleich wie in der Gegend von Schmalkalden, so existiren auch in der weiteren Umgebung von Viernau, besonders näher an dem Thüringer Wald, eine grössere Anzahl von Verwerfungen, welche zu einander in nahe Beziehung treten, indem sie einmal eine grosse Aehnlichkeit in ihrem Bau erkennen lassen, dann aber auch vielfach mit einander anastomosiren. Namentlich sind zwei Verwerfungen, welche eine Stunde nördlich von der Viernauer Störung bei Steinbach-Hallenberg beobachtet wurden, von besonderem Interesse, da, wie aus ihrem Verlaufe hervorgeht, der jetzt klarer erkannt ist, als auf Tafel I im Jahrbuche von 1882 angedeutet werden konnte, sie mit den Verwerfungen bei Schmalkalden in Verbindung stehen.

Die eine Störung ist an der steilen, etwa 40 Meter hohen Felswand gegenüber dem Schlosshotel in Steinbach-Hallenberg sehr deutlich aufgeschlossen. Diese Stelle verdient auch noch aus dem Grunde erwähnt zu werden, weil an ihr — also fast in der Mitte zwischen den grossen Granitgebieten von Brotterode und Zella-Mehlis — Granit, allerdings nur in geringer Ausdehnung, hervortritt. Schon Heim (Thüringer Waldgeb. II, 2, 237) hielt das Auftreten von Granit in der Nähe von Steinbach-Hallenberg für wahrscheinlich; aber wirklich aufgefunden hat ihn meines

Wissens zuerst Herr Beyrich, als er, von Herrn Frantzen und mir begleitet, die Verwerfung an dieser Stelle untersuchte.

Ein ziemlich ansehnlicher Granitfelsen wird, wie es die Skizze (Taf. XXX, Profil 2) andeutet, von einem Quarzporphyrgang durchsetzt und von einem mächtigen Gang von Glimmermelaphyr bedeckt, der als Hangendes schwarze Schieferthone des unteren Rothliegenden besitzt. Unter den Granit fällt der feinkörnige Sandstein ein, dessen Schichten stark aufgerichtet sind und in zahlreichen Ablösungen, und geglätteten, mit dünnem Quarzüberzug bedeckten Harnischen, Spuren des hohen Druckes aufweisen, dem sie einst ausgesetzt waren. Es ist also auch an dieser Verwerfung gerade wie an den Störungen bei Viernau, ein Einfallen der Schichten gegen das Gebirge, ein sogenanntes »widersinniges Fallen« derselben, vorhanden.

Die ganze Erscheinung erinnert sehr an die Verhältnisse an der Klinge bei Laudenbach unweit Brotterode, wo bekanntlich der Zechstein, welcher dort ein Eisensteinflötz einschliesst, unter den Granit einfällt [1]). Merkwürdigerweise liegt diese Verwerfung genau in der Fortsetzung der Steinbach-Hallenberger Störung. Ob aber beide mit einander in Verbindung stehen, lässt sich zur Zeit noch nicht sagen; die letztere ist in nordwestlicher Richtung, also nach Laudenbach hin, bis jetzt nur bis nach Struth verfolgt worden. In dieser Erstreckung gehört sie zum grössten Theil dem eigentlichen Gebirge an, in welches sie alsbald westlich von Steinbach-Hallenberg, wo sie den Gebirgsrand verlässt, eintritt. Besonders deutlich gekennzeichnet ist sie zwischen Rotterode und Struth, durch das scharfe Abschneiden anfänglich des oberen Rothliegenden, dann des Zechsteins gegen das mittlere Rothliegende, welches die Abhänge des Kirchholzes, der Birkliete und des Körnbergs ausschliesslich zusammensetzt und bis zum Kamm des Thüringer Waldes ansteigt, wo ihm stellenweise oberes Rothliegendes aufruht.

Nur am Ende des Ebertsgrundes, da, wo die Störung das Asbacher Thal durchquert, hat umgekehrt ein Absinken des Zech-

---

[1]) Vgl. Danz und Fuchs, Physikal.-topograph. Beschreibung des Kreises Schmalkalden. Taf. V, Fig. 11.

steins auf der Nordseite gegen das mittlere Rothliegende im Süden stattgefunden, eine Erscheinung, die, wie aus den Lagerungsverhältnissen auf der Helmers zugewendeten Thalseite folgt, nur von ganz lokaler Bedeutung ist.

Die zweite Störung bei Steinbach-Hallenberg zweigt sich von der ersten auf der östlichen Thalseite innerhalb des Buntsandsteins, also im Liegenden jener Verwerfung, ab und verläuft anfänglich in rein westlicher Richtung bis in die Gegend von Altersbach, um dann allmählich in ein nordwestliches Streichen, wie es am Fusse des Ringberges bei Näherstille resp. Asbach beobachtet wurde (vgl. Taf. I, im Jahrbuch für 1882), einzulenken. In diesem ganzen Verlauf westlich von Steinbach-Hallenberg ist der scharfe Abbruch, welchen der Buntsandstein an dem Rothliegenden erlitten hat, charakteristisch. Nur in der südöstlichen Fortsetzung der beiden vereinigten Steinbach-Hallenberger Verwerfungen ist eine gleich scharfe Grenze des Gebirges gegen das Vorland bemerkbar; nordwestlich in der Gegend von Schmalkalden tritt sie nirgends so deutlich hervor.

Wie schon oben erwähnt wurde, besitzt der Buntsandstein zwischen Springstille und Steinbach-Hallenberg ein schwaches, nach Norden gerichtetes Einfallen. Mit der Annäherung an die Verwerfung wird dieses Einfallen immer steiler, und die Folge hiervon ist, dass südlich von Altersbach über dem Unteren noch der Mittlere Buntsandstein, an der Verwerfung eingesunken, auftritt. So bleiben die Verhältnisse bis zum Fusse des Ringbergs; die Verwerfung entspricht hier der Grenzfläche des Quarzporphyrs gegen den Buntsandstein. Weiter nach Westen hin scheint sie dann den Gebirgsrand zu verlassen und ganz innerhalb des Buntsandsteins fortzusetzen; bei der bedeutenden Mächtigkeit des feinkörnigen Sandsteins in der Umgegend von Schmalkalden — ca. 300 Meter — und der ziemlich gleichmässigen petrographischen Beschaffenheit fehlt es für ihren Nachweis nur an sicheren Anhaltspunkten. Einen solchen liefert aber im Schmalkaldethal die starke Süsswasserquelle, welche zwischen Schmalkalden und Weidebrunn in der Thalsohle mitten aus dem Buntsandstein hervorbricht,

so reich an Wasser, dass sie wohl ohne Bedenken als die stärkste Quelle des Thüringer Waldes angesehen werden darf. Die Wassermenge der ziemlich entfernt von bewaldeten Bergen entspringenden Quelle — der Volksmund nennt sie »das Gespringe« — findet durch die Annahme, dass sie aus jener Verwerfung kommt, die natürlichste Erklärung. Zudem ist schon früher eine Verwerfung zwischen Mittlerem und Unterem Buntsandstein in etwa 1 Kilometer Entfernung nordwestlich vom Gespringe von mir nachgewiesen worden, welche vom Sommerberg bei Hessles [1]) herkommt und wahrscheinlich sogar bis nach Liebenstein hin fortsetzt. Dieselbe hat das gleiche Streichen, wie die von Steinbach-Hallenberg ausgehende Verwerfung; sie nimmt ebenfalls ihre Richtung nach dem Gespringe und kann deshalb wohl mit vollem Rechte mit der Störung von Steinbach-Hallenberg in Verbindung gebracht werden.

Wir sehen hieraus, dass im südwestlichen Theile des Thüringer Waldes Verwerfungen in grosser Anzahl vorliegen, die bei einem im Allgemeinen recht ähnlichen Bau vielfach mit einander anotomisiren, im Ganzen aber ein dem Gebirgszuge paralleles Streichen beobachten. Einige der Verwerfungen bezeichnen die Grenze des Gebirges gegen das Vorland; ein Theil derselben tritt auch wohl in das Gebirge selbst hinein, ein anderer Theil in das Vorland und entzieht sich in dem hier herrschenden Buntsandstein der genaueren Verfolgung. Andere Verwerfungen verlaufen auf weite Strecken ganz in dem Vorlande, in einer bestimmten Entfernung von dem Rande des Gebirges, und im Allgemeinen demselben parallel; nur an einzelnen und weniger besser aufgeschlossenen Stellen kann man auch bei ihnen beobachten, wie sie Abläufer nach dem Gebirgsrande hinsenden, oder selbst schliesslich ihre Streichrichtung nach dem Gebirg nehmen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass alle diese Verwerfungen mit der Herausbildung des nördlichen Thüringer Waldes in seinem jetzigen Umfange im engsten Zusammenhang stehen. Da nun einzelne der Verwerfungen, wie z. B. bei Viernau und Steinbach-Hallenberg, als Ueberschiebungen

---

[1]) Vergl. auch Jahrbuch der geolog. Landesanstalt 1880, S. 90 u. 91, sowie Kärtchen 3 auf Taf. II.

sich darstellen und solche ohne seitlichen Druck oder Schub nicht wohl denkbar sind, andere Verwerfungen aber, wie z. B. die Stahlbergstörung bei Seligenthal — und in gleicher Weise auch der Abbruch, welcher am nördlichen Rande des Thüringer Waldes östlich von Eisenach vorliegt und jüngst von J. G. Bornemann [1]) zur Darstellung gekommen ist — auf grosse vertikale Senkungen, in einzelnen Fällen auch wohl auf Hebungen hindeuten, etwa durch seitlich wirkenden Druck veranlasst, so muss der nördliche Thüringer Wald seine Entstehung grossen Senkungen seitlich stark zusammengepresster Gebirgsschichten verdanken. Sein Alter würde das gleiche, wie das der genannten Störungen sein; und da diese, wie ich nach dem Vorgange von Emmrich schon früher (Jahrb. der geolog. Landesanstalt für 1882, p. 37 ff.) betont habe, sehr wahrscheinlich ihre jetzige Ausdehnung erst in der Tertiärzeit erlangten, würde die Herausbildung des nordwestlichen Thüringer Waldes in seinem jetzigen Umfange erst in der Tertiärzeit erfolgt sein. Man müsste sich dieselbe vor dem Beginn der vulkanischen Ausbrüche in der Rhön, zu welchen sie höchst wahrscheinlich den Anstoss gegeben hat, im Wesentlichen vollendet denken und hätte den Erderschütterungen, welche die vulkanischen Erscheinungen begleiteten, nur noch einzelne nicht durchgreifende Veränderungen in dem Bau des Gebirges zuzuschreiben.

[1]) Jahrbuch der geolog. Landesanstalt für 1883, Taf. XXIII.

Tulotoma Degenhardti Dunker und Ebert, nebst einigen Bemerkungen über die Gattung Tulotoma.

Von Herrn **Th. Ebert** in Berlin.

(Hierzu 5 Zinkographien.)

Die Subgattung *Tulotoma* wurde von Haldeman auf Grund der lebenden *Paludina magnifica* Conr. aufgestellt für dickschalige, ungenabelte Paludinen, welche sich durch ein kreiselförmiges Gehäuse, abgeplattete, gekielte, mit Knotenreihen versehene Windungen und einen verkalkten Deckel mit einfachem Nucleus auszeichnen.

Lebend kennt man mit Sicherheit nur 2 Arten, *T. magnifica* Conr. und *T. bimonilifera Lea*[1]), beide aus Amerika (Alabama etc.), welche von einigen Autoren auch unter *T. magnifica* vereinigt werden. Aus China ist eine verwandte Form von Nevill als *Magaria melanoides* [2]) beschrieben worden, eine andere von Schütze als *Paludina quadrata*. Doch dürfte beider Stellung zu *Tulotoma* zunächst noch unsicher sein.

Fossil finden wir eine Reihe von Tulotomen im Miocän Slavoniens, die von Brusina [3]), Neumayr [4]) und Fuchs [5]) als Vivi-

[1]) Binney und Bland, Land and Fresh Water Shells of North America. Smithsonian Miscellaneous Collections. Part III, p. 33. Washington 1869.

[2]) G. Nevill, New or little-known Mollusca of the Indo-Malayan Fauna (from the Journal Asiatic Society of Bengal. Vol. I, Part II, 1881.

[3]) Brusina, Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien, Croatien u. Slavonien. Agram 1874, S. 71 ff.

[4]) Neumayr, Beitr. z. Kenntniss fossiler Binnenfaunen (Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Bd. XIX, S. 375 ff.) und Neumayr und Paul, die Congerien- und Paludinen-Schichten Slavoniens. (Abhandl. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Bd. VII, Heft 3, S. 54 ff.)

[5]) Fuchs, Beitr. z. Kenntniss fossiler Binnenfaunen, III. (Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Bd. XX, 1870, S. 277 ff.)

paren beschrieben wurden. Es gehören hierher *V. Zelebori* HOERNES, *V. Hoernesi* NEUM., *V. Sturi* NEUM., *V. Strossmayriana* PILAR und Andere. Ein Theil derselben ist auch von SANDBERGER [1]) unter der Gattung *Tulotoma* erwähnt. Ausserdem kennt man nur noch eine dieser Gattung angehörige Art aus Amerika, und zwar aus der Laramie-Gruppe, den Grenzschichten zwischen Kreide und Eocän, welche WHITE [2]) *T. Thompsoni* benannt und beschrieben hat. Diese *Thompsoni* war also bislang die älteste bekannte derartige Form.

Nun sandte kürzlich Herr Bergrath DEGENHARDT in Obernkirchen an Herrn Dr. BRANCO einige Exemplare einer Schnecke aus dem Wealden, welche dieser mir gütigst zur Bearbeitung überliess, und die ebenfalls der Gattung *Tulotoma* angehören.

Dieselben wurden nach Mittheilung des Herrn DEGENHARDT beim Abteufen des Schachtes WF1 in etwa 62 Meter Tiefe in einem thonigen Mergel gefunden, ungefähr auf der Grenze zwischen STRUCKMANN's oberem und mittlerem Wealden. »Vor etwa 12 Jahren soll sich diese Form unter ähnlichen Verhältnissen im Kunstschacht III, der etwa 1600 Meter östlich WF1 liegt, gefunden haben, ist also, wenn auch nur in einer dünnen Lage, ziemlich verbreitet, aber bisher übersehen«. Oberhalb oder unterhalb der erwähnten Schicht ist dieselbe nicht wieder angetroffen worden, mithin im Gegensatz zu den übrigen glatten Paludinen des Wealdens ein seltenes Vorkommen.

Jedenfalls verdient diese Art, als ältester Repräsentant der Gattung, ein besonderes Interesse, namentlich da ihr Vorkommen für theoretische Betrachtungen, wie ich unten zeigen werde, von Bedeutung ist.

Wie aus Briefen des verstorbenen Geh. Rath DUNKER in Marburg an Herrn DEGENHARDT hervorgeht, haben ersterem dieselben Exemplare vorgelegen, sind von ihm als neue Species erkannt, und als *T. Degenhardti* bezeichnet, aber weder beschrieben

[1]) SANDBERGER, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 694.

[2]) WHITE, Contributions to Paleontologie, No. 2—8, S. 100 (extracted from the twelfth annual report of the u. s. Survey for the year 1878). Washington 1880.

noch begründet worden. Nach dem mir vorliegenden Material ist die *T. Degenhardti* gut zu charakterisiren.

Von den abgebildeten Stücken hat das grösste Exemplar (Fig 1) 34,5 Millimeter Höhe und 28 Millimeter Breite; das kleinere (Fig. 2) 17 Millimeter Höhe und 14 Millimeter Breite; ein Drittes nicht abgebildetes Exemplar 25 Millimeter Höhe und 21 Millimeter Breite. Die übrigen Stücke waren verdrückt.

1. 3. 2a 2. 4.

Das Gehäuse ist stumpf kegelförmig und treppenartig abgesetzt, die Schale dick. Das grösste Stück mit abgebrochener Spitze besteht aus 5 Windungen, zu denen, nach den kleineren Exemplaren mit erhaltener Spitze zu urtheilen, auch nur noch eine embryonale Windung hinzukommt. Die letzte Windung nimmt mehr als die Hälfte der ganzen Schalenhöhe ein (bei dem Exemplar Fig. 1 21 Millimeter). Die ersten beiden Windungen sind glatt (Fig. 2), bei der dritten stellt sich ein Kiel in der unteren Hälfte ein, zu dem sich in den folgenden Windungen noch ein zweiter im oberen Theil an der Naht gesellt. Zuerst sind diese Kiele glatt, der obere breit, der untere scharf, dann werden sie stumpfer und zerfallen in Knotenreihen, die sich jedoch in der Schlusswindung wieder verwischen, so dass nur zwei mehr oder weniger breite und stumpfe Kiele verbleiben. Zwischen beiden Kielen findet sich

eine Depression, die mit dem Alter an Tiefe zunimmt. Der untere Theil der Windungen, von dem unteren Kiele ab, schnürt sich nach der Naht zu ein. Auf der Schlusswindung zeigen sich auf der Basis 3 bis 4 Spiralen, von denen die oberste mit Knötchen versehen ist. Durch das stärkere Hervortreten der Anwachslinien, die das ganze Gehäuse längsgestreift oder gerunzelt erscheinen lassen, ist die Basis bisweilen gegittert. Die Mundöffnung (Fig. 3 u. 4) scheint eiförmig zu sein, die Mundränder sind zusammenhängend. Der scharfe Aussenrand war an sämmtlichen Exemplaren zerbrochen.

Von den bisher bekannten Arten weicht *T. Degenhardti* in mehrfacher Beziehung ab. In der stumpf-conischen Gestalt erinnert sie an *T. Thompsoni.* Die gewölbte Basis dagegen, die Anordnung der zahlreicheren Knoten und die Vertiefung an der Naht unterscheiden sie sofort von dieser.

Von den slavonischen Arten kommen nur die auf den Kielen mit wirklichen Knoten versehenen Arten in Betracht. Von diesen steht wohl *T. Strossmayriana* Pilar der unsrigen am nächsten. Hier bilden aber bei *T. Degenhardti* die Spiralen auf der Basis sowie das stärkere Hervortreten des unteren Kieles gegenüber dem oberen genügende Unterscheidungsmerkmale.

Es erübrigt noch, über die Berechtigung der Gattung *Tulotoma* einiges zu bemerken.

Haldeman und ihm folgend Binney haben unter *Tulotoma* Formen begriffen, welche folgender Charakteristik genügen: Shell thick, pointed-conic, imperforate; whirls flattened, nodulous, carinated, with a dark olivaceous epidermis; peristome thin, continuous«. Diese Charakteristik war basirt auf eine einzige Art, die *magnifica* und es ist daher nicht zu verwundern, dass nach Entdeckung weiterer hierher gehöriger Arten, die theilweise nicht in allen Punkten mit dieser Definition der Gattung übereinstimmten, die Frage entstand, ob diese Begrenzung von *Tulotoma*, resp. überhaupt die Gattung als solche aufrecht erhalten bleiben könne.

Brusina [1]) verneint letzteres unbedingt. Er sucht durch Uebergänge der glatten Viviparen in gekielte, und dieser wieder

[1]) a. a. O. S. 17 u. 20 ff.

in die mit Knoten versehenen nachzuweisen, dass die in der Haldeman-Binney'schen Charakteristik enthaltenen Ausdrücke nodulous und carinated, als nicht charakteristisch fortfallen müssten und dass deshalb, da auch der Deckel fossil nicht bekannt sei und so jedes genügende Unterscheidungsmerkmal zwischen beiden Gattungen fehle, *Tulotoma* entschieden einzuziehen sei.

Auch Neumayr [1]) führt aus, dass eine bestimmte, natürliche Grenze zwischen *Vivipara* und *Tulotoma* nicht vorhanden sei. Bei ihm kommen aber zu dem Brusina'schen Beweise neue Momente hinzu. Es lassen sich nämlich Formenreihen verfolgen, deren glatte Viviparen-Glieder in den älteren, deren der *Tulotoma* sich nähernde Glieder in den jüngeren Paludinenschichten gefunden werden, während Tulotomen selbst in den jüngsten dahingehörigen Ablagerungen auftreten, so dass damit die Entwickelung der *Tulotoma* aus *Vivipara* erwiesen wäre. Ausserdem aber zeigt es sich, dass aus einer glatten *Vivipara* sich zwei Formenreihen entwickeln können, die jede Tulotomen als Endglieder hat. Da er schliesslich nur bei einer Formenreihe Deckel nachgewiesen hat, die obendrein durch die subcentrale Lage des Nucleus von dem Deckel der *magnifica* abweichen, so kommt er zu dem Schluss, dass die Abgrenzung der Gattung jedenfalls eine künstliche bleiben werde, und dass das Auftreten eines Kieles als entscheidendes Kriterium betrachtet werden müsse.

Sandberger [2]) dagegen nimmt die Gattung als »trefflich begründet« an, wobei er sich hauptsächlich auf einen von Neumayr in Begleitung der *T. stricturata* gefundenen Deckel stützt, der in keinem wesentlichen Merkmal von dem der *magnifica* abweichen soll.

Gleicher Ansicht ist White [3]), der ferner Bezug nehmend auf die nahe Verwandtschaft zwischen *V. trochiformis* M. u. H. und seiner *T. Thompsoni* geneigt ist, anzunehmen, dass *Tulotoma* und *Vivipara* einen gemeinsamen Ursprung in einer noch unbekannten Form einer früheren geologischen Epoche haben.

---

[1]) a. a. O. Abhandl. d. geol. Reichsanstalt, S. 72.

[2]) a. a. O. S. 694, Anmerkung.

[3]) a. a. O. S. 101 u. Third annual report of the U. S. geol. survey, 1881 bis 1882, S. 468.

White und Neumayr wurden also durch die Verwandtschaft der Gattungen auf eine Descendenzreihe geführt, deren Anfangsglied bei Neumayr *Vivipara* selbst, das Endglied *Tulotoma* ist, während White für beide eine dritte, noch zu entdeckende Form als Anfangsglied betrachtet. Nach den geologischen Momenten, welche die paläontologischen Beobachtungen Neumayr's begleiten, dürfte seine Ansicht wohl die meiste Wahrscheinlichkeit für sich haben. Jedenfalls beweist aber das Vorkommen der *Tulotoma* in den Laramie-Schichten, sowie nun neuerdings im Wealden, dass in diesem Fall der erwähnte Entwicklungsprocess unter ähnlichen Natur-Verhältnissen (Aussüssung etc.) mindestens schon einmal, wenn nicht mehrere Male, vor sich gegangen sein müsste, so dass *T. Degenhardti* und *T. Thompsoni* entweder eine gemeinsame oder zwei verschiedene noch unbekannte *Viviparen* als Stammform hätten. Unter den übrigen Paludinen des Wealden, so viel ist sicher, befindet sich bis jetzt weder eine Stamm- noch eine Uebergangsform.

So lange aber diese Descendenz-Frage noch so Manches in sich birgt, was der endgiltigen Lösung harrt, halte ich es für richtiger, die Gattung *Tulotoma* bestehen zu lassen, und zwar in der ursprünglichen Begrenzung, wobei ich jedoch, nach Neumayr's Vorgang, vorschlagen möchte, den Schwerpunkt auf »carinated« nicht auf »nodulous« zu legen. Es würden dann auch noch einige amerikanische Formen zu *Tulotoma* zu ziehen sein, z. B. *V. trochiformis* M. u. H., welch letztere eventuell ein Zwischenglied zwischen *Thompsoni* und der unbekannten Stammform sein könnte. Jedenfalls dürfte von wenigen Paläontologen die Ansicht Brusina's getheilt werden, dass der Paläontologe *Tulotoma* anzuerkennen nicht genöthigt sei, da *Vivipara* für ihn *Vivipara* bleibe, ob auch das Gehäuse knotig und gekielt sei, selbst wenn die Verschiedenheit des Deckels oder gar des Thieres bei den recenten Arten erwiesen wäre.

Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf in Schlesien.

Von Herrn **E. Dathe** in Berlin.

Die untere Abtheilung des carbonischen Systems, der Culm, besitzt in Niederschlesien eine weite Verbreitung. Man kann daselbst, wie schon K. v. Raumer mit seinem Uebergangsgebirge that, zwei grössere Culmgebiete unterscheiden; nämlich ein nördliches, dem weitverbreitete Schichten in der Gegend von Landeshut-Freiburg zugezählt werden müssen, und ein südliches, dem ausgedehnte Schichtenfolgen der Gegend Glatz-Wartha-Silberberg angehören. Zwischen beiden Gebieten liegt der Hausdorfer Culm, von welchem man früher annahm, dass er eine vollständig isolirt liegende Partie bilde. Durch eine schmale Gesteinszone, bestehend aus Grauwacken, Gabbroconglomerat (Haferlehne bei Köpprich) und Gneissconglomerat (Eisenkoppe bei Volpersdorf), tritt er, wie neuerdings von mir [1]) unzweifelhaft nachgewiesen wurde, mit dem südlichen Culmterritorium, dem Glatzer Uebergangsgebirge Raumer's oder der Glätzer Grauwacke Beyrich's [2]), bei Volpersdorf in Verbindung.

Drei kleinere Culmpartieen finden sich mitten in der Gneissformation des Eulengebirges bei Wüstewaltersdorf, Altfriedersdorf und Steinkunzendorf.

[1]) Die Variolit-führenden Culm-Conglomerate bei Hausdorf. Jahrb. 1882, S. 235.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. I, S. 67.

In einer Abhandlung: »Zur Kenntniss des Oberharzer Culm« vergleicht A. v. GRODDECK den niederschlesischen Culm wie auch die übrigen Culmablagerungen Deutschlands mit dem Oberharzer; er kommt hierbei zu dem interessanten Resultate, dass der letztere alle Eigenthümlichkeiten der sonstigen deutschen Culmbildungen in sich vereinige und dass einige derselben ihm nahe ständen, andere aber wenige Beziehungen zu ihm aufzuweisen hätten. Einschaltend mag bemerkt werden, dass der Oberharzer Culm nach der Darstellung v. GRODDECK's von unten nach oben in vier Stufen oder Zonen sich gliedert; nämlich in 1) die Zone der Kieselschiefer und Adinole; 2) die Zone der Posidonomyenschiefer; 3) die Clausthaler oder conglomeratfreien Grauwacken und 4) die Grunder oder die Conglomerat-führenden Grauwacken.

Der Culm Westfalens scheint durch seine Führung von versteinerungsführenden Kalklagern, von Adinolen, Kieselschiefern, Posidonomyenschiefern und grobkörnigen Grauwacken dem Oberharzer Culm am nächsten zu stehen. Viel Verwandtschaft mit dem letzteren zeigt auch der Culm Thüringens und man muss auch hier den des Fichtelgebirges hinzufügen, welche beide in der unteren Abtheilung Dachschiefer nebst Kieselschiefern, Adinolen und Culmkalken und in der oberen namentlich grobe Conglomerate führen.

Vom Culm Niederschlesiens konnte A. v. GRODDECK an der Hand der Literatur nur wenige Beziehungen zu seinem Oberharzer Culm auffinden.

Inzwischen haben die ersten Detailuntersuchungen im Wartha-Glatzer Culm-District, welche ich im Jahre 1883 in der Gegend von Silberberg ausführte, gelehrt, dass der niederschlesische Culm — wenigstens gilt das vorläufig von letztgenanntem Gebiete — in seiner Ausbildung grosse Uebereinstimmung mit den übrigen Culmbildungen Deutschlands und speciell auch des Oberharzes besitzt.

Der Culm bei Silberberg beginnt mit einer mächtigen Ablagerung von Gneissbreccien und -Conglomeraten, einer localen Ausbildung, die anderwärts fehlt und nicht befremden darf, da der Culm als Strand- und Flachseebildung stets von seinem Grundgebirge, das hier die Gneissformation des Eulen-

gebirges ist, abhängig bleibt und sonach seine tiefsten Schichten gröberes Material des nahen Festlandes aufweisen müssen. Als Hangendes der Gneissbreccien und -Conglomerate folgt der bekannte Kohlenkalk von Silberberg-Neudorf und über diesem eine Schichtenreihe, die wesentlich aus Thonschiefern und feinkörnigen Grauwacken besteht und in welcher theils direkt über dem Kohlenkalk (Ebersdorf), theils in höherem Niveau Kieselschiefer nachgewiesen werden konnten. Wir haben in diesem Complex mit Hinzurechnung des Kohlenkalkes somit eine Ausbildung des Culms vor uns, die sich eng an die Entwicklung der anderen deutschen Culmbildungen anschliesst und die der unteren Abtheilung des Oberharzer Culm, wenn wir hierzu die Schichten des Kieselschiefers und der Adinole, des Posidonomyenschiefers und der Clausthaler Grauwacke rechnen wollen, entspricht. Auch die Grunder Grauwacke hat in der Silberberger Gegend ihre Vertretung gefunden, denn das Innerste der Silberberg-Neudorfer Culm-Mulde, also die höchsten bekannten Culmschichten daselbst werden von mächtigen Conglomeraten, die mit groben Sandsteinen wechsellagern, gebildet.

Zwischen den Culmablagerungen Deutschlands wird nach meinem Dafürhalten auch durch ein charakteristisches Eruptivgestein eine weitere Beziehung hergestellt; es ist das der Kersantit. Dieses in seiner mineralogischen Zusammensetzung in den verschiedenen Vorkommen stark wechselnde, aber in seinem ganzen äussern Habitus sich immer gleichbleibende Gestein, lässt sich mit Fug und Recht als zum Culm gehörig, als für ihn charakteristisch auffassen; denn weder der im Culm weit verbreitete Granit, noch die Diabase und Porphyre können in dem Masse, wie der Kersantit, für ihn als eigenthümlich gelten, da dieselben, wie die beiden ersteren Gesteine auch mit älteren, die Granite mit archäischen und die Diabase fast ausschliesslich mit alt-palaeozoischen Schichten, gleichalterig sind, oder wie die Porphyre erst im Obercarbon und Rothliegenden ihre hauptsächliche Ausbildung und Verbreitung gefunden haben.

Die Eruptionsepoche für den Kersantit ist eine verhältnissmässig kurze; denn augenscheinlich ist er überall jünger als der

Untere Culm, den er durchbricht, und älter als das Obercarbon. Soll man seine Eruption lediglich in die Zeit, in welcher eine kurze Unterbrechung in der Ablagerung des Carbons stattfand, also zwischen oberen Culm und die untersten Stufen des Obercarbons, wie Manche annehmen, setzen?

Selbstverständlich durchbrechen die von v. Gümbel als Lamporphyre benannten Gesteine auch ältere Gebirgsschichten im Fichtelgebirge, Ostthüringen und im Vogtlande; sie finden sich daselbst auch im Cambrium, Silur und Devon, sind aber gleichalterig mit den Gängen im Culm.

Im Harz wurde der Kersantit zuerst durch K. A. Lossen [1]) bei Michaelstein im oberen Wiederschiefer aufgefunden und eingehend beschrieben. Während das Gestein sonst überall gangförmig auftritt und, wie gesagt, meist von post-culmischem Alter ist, tritt es hier nach Lossen's Auffassung als Lager in diesen Schiefern auf, und würde in diesem Falle sonach devonisches Alter besitzen. Auch im Oberharz wurde Kersantit nachgewiesen; er durchsetzt nach A. v. Groddeck [2]) das Oberdevon und die untere Abtheilung des Culms zwischen Lautenthal und Langelsheim gangförmig.

In Niederschlesien ist der Kersantit dem Culm gleichfalls nicht fremd. In dem kleinen Culmgebiet von Wüstewaltersdorf ist das Gestein von mir erkannt worden und soll im Folgenden beschrieben werden. Die Beschreibung wird zunächst das geologische Vorkommen, sodann die petrographische Beschaffenheit des Gesteins behandeln.

Der Culm von Wüstewaltersdorf besitzt eine geringe Ausdehnung; er ist hauptsächlich am linken Gehänge des Wüstewaltersdorfer Hauptthales zur Ablagerung gelangt. Er beginnt im südlichen Theile des Ortes ungefähr bei der Einmündung des Bremengrundes und zieht sich von da aus, zum Theil durch diluviale Schotter und Gehängelehm verhüllt, nördlich bis zum Stenzelberge. Der von letzterem Berge südlich liegende Mittelberg und

[1]) Dieses Jahrb. für 1880, S. 22—44.
[2]) Dieses Jahrb. für 1882, S. 69 u. ff.

Uhlenberg bestehen hauptsächlich aus Culmablagerungen, welche westlich bis zum Thälchen bei Colonie Friedrichsberg reichen. Südlich vom Uhlenberg durchbricht ein Thälchen, »der Kessel«, den hier kaum 600 Meter breiten Culm, der in dieser Breite bis zur Krümmung der Strasse Wüstewaltersdorf-Grund fortsetzt und dem Gneiss auflagert; von hier aus zieht er sich in einem schmalen nur 300 Meter breiten Streifen in südöstlicher Richtung und westlich vom Hofmühlenstein bis zum linken Gehänge des Bachs in Dorfbach fort. Vom Stenzelberg bis Dorfbach beträgt die Erstreckung der Culmablagerung 2,2 Kilometer. Auf das rechte Gehänge des Wüstewaltersdorfer Hauptthales greift der Culm nur in einem schmalen Streifen über; er ist am rechten Gehänge des Zedlitzhaider Bachs aufgeschlossen und reicht nördlich bis in die Nähe des Wilhelmsthaler Thälchens. Seine grösste Breite beträgt 1 Kilometer.

Diese also umgrenzte Culmpartie wird allseitig von Biotitgneissen umgeben, auf welchen ihre Schichten ungleichförmig lagern. Diese Nachbarschaft und die Kleinheit des Beckens waren von unverkennbarem Einfluss auf die petrographische Ausbildung der Ablagerung; infolge dessen sind nur Conglomerate und Grauwackensandsteine zum Absatz gekommen, während thonige Schichten, welche in grösseren Culmgebieten als Schieferthone oder Thonschiefer über jene vorherrschen, hier fast gänzlich fehlen. Die liegendsten Schichten finden sich auf dem rechten Gehänge des Hauptthals und bestehen vorzugsweise aus Gneiss-Conglomeraten, deren Gerölle die verschiedenen Gneisssorten des Eulengebirges bilden. Der beste Aufschluss findet sich am Wege nach Zedlitzhaide, östlich der Schlosserei von NITZSCHKE in Wüstewaltersdorf; im dortigen Strassengraben sind die Gneissconglomerate, denen dünne Lagen von Grauwackensandsteinen eingeschaltet sind, gut aufgeschlossen. Die Schichten streichen von N. nach S. bei 20^0 westlichem Fallen. Diese untere Stufe der Conglomerate streicht nach N. weiter fort und setzt auf die linke Thalseite über, wo dieselbe an der Ostseite des Mittelberges in einem Hohlwege trefflich entblösst ist und sich durch die Führung von sehr grossen Geröllen von Gneiss und Gabbro auszeichnet.

Auf diese Conglomerate folgen Grauwackenschichten, die namentlich am Uhlenberge und südlich des »Kessels« ihre Verbreitung gefunden haben; sie sind am Wege nach Friedrichsberg und in einem kleinen Steinbruche am »Kessel« aufgeschlossen. In den schwärzlichgrauen Grauwackensandsteinen kommen 1 bis 2 Decimeter starke Lagen von sandigem Schieferthon vor, welche ausser einzelnen bestimmbaren Resten von *Calamites transitionis* Göpp. nur noch undeutliche Pflanzenfragmente führen. Das Streichen der Gesteinsschichten ist N. 25° W. bei einem Fallen von 10—15° nach WSW.

Am Westrand der Ablagerung und im Hangenden der Grauwacken erscheinen nochmals Conglomerate von Gneiss, wozu wohl auch einzelne Blöcke von Gabbro treten (bei dem ersten Haus in Friedrichsberg). Diese Conglomeratstufe beginnt bei Friedrichsberg und ihr gehört der schmale Culmstreifen, welcher von hier aus über Grund nach Dorfbach fortsetzt, an. Der Charakter des Gneissconglomerats lässt sich am linken Thalgehänge und im Bett des Dorfbachs vorzüglich beobachten. Eine gegen 4 Meter mächtige Decke von gelblichbraunem Felsitporphyr ist daselbst den Conglomeraten gleichförmig eingeschaltet; sie fällt wie die Conglomeratschichten mit 20° gegen SW. ein.

Der Culm von Wüstewaltersdorf wird von Felsitporphyr in Stöcken (am Stenzelberge und Bremengrunde) und mehreren Gängen durchsetzt; ausserdem durchbricht ein Kersantit denselben.

Der Kersantit, welcher auf dem langgezogenen Rücken des Uhlenberges zu Tage tritt, bildet einen stockförmigen Gang in der oben beschriebenen Grauwackenstufe des Culms. Er erstreckt sich in der Richtung von NW. nach SO., ist 500 Meter lang und besitzt die ansehnliche Breite von 80—100 Meter. In der Mitte des Bergrückens schwillt er sogar bis zu einer Mächtigkeit von 120 Meter an. Da er der Erosion gegenüber widerstandsfähiger war, als die ihn umgebenden Grauwackensandsteine, ragt er gegenwärtig in seiner ganzen Ausdehnung über dieselben hervor und setzt den eigentlichen Höhenrücken des Uhlenberges zusammen. Während das Nordende des Gangstockes stumpfkegelförmig sich aus dem Nebengestein emporhebt und mit einer

Breite von fast 80 Meter beginnt, verschmälert er sich an seinem Südende, das die Strasse Wüstewaltersdorf-Friedrichsberg noch wenig überschreitet, bis auf 10 Meter. An seinem südlichen Ende sendet der Gang mehrere Apophysen aus, wovon zwei dieselbe Strasse erreichen; die eine, mehrere Meter mächtige Gangapophyse liegt östlich des Hauptganges, die kleinere, nur 0,5 Meter mächtige befindet sich westlich desselben.

Da das Gestein, wie alle Kersantite, leicht verwittert, bildet dasselbe nur wenige kleine Felsen auf der höchsten Kuppe des Bergrückens bei dem trigonometrischen Signal △ 605,3. Das meiste zur Untersuchung verwandte Material ist diesem Punkte entnommen.

In frischem Zustande ist der Kersantit grauschwarz gefärbt; den Beginn seiner Verwitterung zeigt jedoch die röthlichbraune Farbe an. Bei stärkerer Zersetzung ist das Gestein schmutziggrau und meist durch Eisenoxydhydrat gelblichbraun gefleckt. In diesem Zustande gleicht das Gestein gar sehr den feinkörnigen Culmgrauwacken und kann leicht mit denselben verwechselt werden.

Die Structur des Kersantits ist feinkörnig und nicht, wie bei vielen anderen Kersantiten, ausgesproschen porphyrisch, weil der Magnesiaglimmer zwar zahlreich, aber nicht in grösseren Blättchen der Gesteinsmasse eingesprengt ist. Porphyrisches Gefüge stellt sich jedoch in gewissen schlierenartigen Gesteinspartieen ein; letztere besitzen ein gröberes Korn als wie Hauptgesteinsmasse; während diese feinkörnig ist, sind jene kleinkörnig und ihre Farbe ist röthlichbraun. Diese schlierenartigen Ausscheidungen erscheinen in der gewöhnlichen Gesteinsmasse entweder als 3—8 Centimeter lange und bis 5 Millimeter dicke Streifen und Adern oder als kurze haselnussgrosse Flecken. Die innige Verwachsung mit ihr und derselbe mineralische Bestand kennzeichnen, wie weiter unten dargethan werden soll, diese Massen als Ausscheidungen. Ihre Structur ist, wie gesagt, porphyrisch, denn grosse bis 4 Millimeter lange und 1—2 Millimeter breite Magnesiaglimmerblättchen und ebenso lange Säulchen von Hornblende und Augit sind neben hirsekorngrossen Quarzkörnchen in der feldspathreichen Grundmasse eingesprengt.

Die Hauptgemengtheile des vollkommen krystallinen Gesteins sind Plagioklas und Magnesiaglimmer; hierzu gesellen sich Augit, Hornblende und Quarz, während Apatit, Magneteisen und Calcit als accessorische oder secundäre Mineralien hinzutreten. Die chemische Analyse des Gesteins (I), welche in dem Laboratorium der hiesigen Bergakademie von Herrn STEFFEN ausgeführt wurde, ergab folgendes Resultat:

	I. Spec. Gew. 2,7084	II. Spec. Gew. 2,6228
SiO_2	56,18 pCt.	56,81 pCt.
TiO_2	0,45 »	0,56 »
Al_2O_3	15,51 »	15,54 »
Fe_2O_3	2,86 »	1,95 »
FeO	3,94 »	3,93 »
MgO	5,46 »	6,64 »
CaO	3,69 »	1,51 »
K_2O	3,21 »	3,58 »
Na_2O	4,07 »	4,03 »
SO_3	Spur	Spur
P_2O_5	0,31 »	0,31 »
CO_2	0,95 »	— »
H_2O	3,19 »	4,77 »
	99,82 pCt.	99,63 pCt.

Die Plagioklase erscheinen in schmalen, leistenförmigen Kryställchen mit wenigen, 2—6, Zwillingslamellen. Nach ihrer Auslöschungsschiefe, die beiderseits der Zwillingsnaht meist Werthe von 7—9^0 ergab, dürfte der Feldspath dem Oligoklas zugehören. Er ist in der Regel schon stark in Zersetzung begriffen und enthält in seinem Innern die oft beschriebenen weisslichen oder gelblichen Körnchen unbestimmbarer Natur und stark lichtbrechende Fäserchen, welch' letztere wohl dem Muscovit zuzurechnen sind; zuweilen greifen auch chloritische Producte randlich in die Plagioklase ein. Neben Plagioklas dürfte nach dem Ergebniss der chemischen Analyse, nach welcher 3,25 pCt. K_2O neben 4,07 pCt. Na_2O vorhanden sind, auch Orthoklas in geringer Menge an der Zusammensetzung des Gesteins theilnehmen.

Der Magnesiaglimmer bildet theils unregelmässig begrenzte Schuppen, theils sechsseitige Blättchen. Derselbe ist optisch zweiaxig mit kleinem Axenwinkel; in den basal geschnittenen oder in nach der Basis abgesprengten Blättchen zeigt er u. d. M. einen merklichen Dichroismus. Er wird zahlreich von Apatit, welcher in Querschnitten und langen Nädelchen erscheint, durchwachsen. Bemerkenswerth ist die Betheiligung des Plagioklas als Interposition im Magnesiaglimmer; kleine, mikrolithenartige und bis 0,084 Millimeter lange und 0,012 Millimeter breite, mit deutlicher Zwillingsstreifung versehene Plagioklasnädelchen sind in ihm oft in grosser Menge — es wurden in einzelnen Glimmerblättchen 10 und mehr Feldspäthe gezählt — eingewachsen oder andere derselben greifen zum Theil vom Rande aus bis tief ins Innere derselben ein. Der Umwandlung in chloritische Substanz, selten haben sich kleine Körnchen von Epidot gebildet, ist der Magnesiaglimmer in bald höherem, bald geringerem Grade anheimgefallen, wobei die Abscheidung von Calcit in Flimmerchen und unregelmässig ausgezackten Körnchen erfolgte.

Der Augit betheiligt sich in einer grossen Anzahl von Gesteinsproben im Kersantit von Wüstewaltersdorf ziemlich häufig, in einigen andern konnte er nicht sicher nachgewiesen werden; wahrscheinlicher Weise war er in diesen anfänglich nur spurenhaft zugegen und ist, da die untersuchten Proben zugleich eine stärkere Verwitterung zeigen, der letzteren schon zum Opfer gefallen. Der Augit bildet meist 0,2 Meter lange und 0,03 breite säulenförmige Kryställchen oder kleine, mehr oder minder scharfe ausgebildete achtseitige Querschnitte; er ist u. d. M. meist farblos bis blassröthlich in durchfallendem Lichte; seine Auslöschungsschiefe beträgt 35—40°. Er ist leicht zersetzbar; eine Uralitbildung wurde nie, aber um so reichlicher die Bildung von chloritartigen Substanzen und Magneteisen wahrgenommen. Ein grösserer Augit in einer schlierenartigen Ausscheidung des Gesteins enthält zahlreiche ziemlich grosse Flüssigkeitseinschlüsse.

In derselben Menge wie der Augit ist Hornblende im Kersantit zugegen; sie bildet in der Regel krystallographisch wohl begrenzte, stark pleochroitische Individuen, die oft Zwillingsbildung

nach ∞ P ∞ aufweisen; sie tritt gern in der Nachbarschaft des Magnesiaglimmers auf und ist wie dieser ebenso zahlreich von Apatit und kleinsten Plagioklasen durchwachsen. Die Hornblende ist durchgängig recht frisch und nur selten kann man u. d. M. an ihren Rändern die Entstehung von Chlorit beobachten.

Quarz ist in kleinen rundlichen Durchschnitten häufig als primärer Gemengtheil zwischen den Plagioklasleisten eingeklemmt; secundärer Quarz findet sich mit späthigem Calcit als Ausfüllung ehemaliger kleiner Hohlräume im Gestein; einzelne kleine Quarzkryställchen von einem Millimeter Länge und von der Combination ∞ P u. P wurden darin auch mikroskopisch beobachtet. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass in die mit Calcit und Quarz erfüllten Hohlräume vom Rande aus zuweilen Magnesiaglimmer in langen Blättchen eingreift, weil er ursprünglich auch in den Hohlraum frei hineinragte. Einen Beweis für die ursprüngliche Bildung des mit Zwillingsstreifung versehenen Kalkspaths kann darin nicht gefunden werden.

Apatit und als Erze titanhaltiges Magneteisen und Eisenkies sind accessorische Gemengtheile des Gesteins. Titaneisen fehlt, und nie sind weder die langen stabförmigen Balken noch die sechsseitigen Krystallgestalten desselben zu bemerken gewesen. Der Titangehalt der chemischen Analyse ist wohl dem Magnetit beizumessen, der demnach als titanhaltig zu betrachten ist. An den oktaëdrischen Magnetitkryställchen, die ziemlich zahlreich im Gestein vertheilt sind, konnte Titanitbildung nicht, wohl aber die Umwandlung in Brauneisen, infolge deren viele Kryställchen bräunliche Oberfläche besitzen, festgestellt werden.

Alle aufgeführten Gemengtheile des Kersantits finden sich auch in seinen schlierenartigen Ausscheidungen; nur Augit und Hornblende sind hier etwas zahlreicher als in der gewöhnlichen Gesteinsmasse vertreten. Aehnliche Ausscheidungen erwähnt und beschreibt R. Pöhlmann[1]) aus dem der Lamprophyrformation zugehörigen Quarzglimmerdiorit östlich von Marlesreuth. Während in letzterem Gestein und in dem unserigen die concretionären

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie, III, Beilageband, S. 78—79.

Bildungen in ihren mineralischen Bestandtheilen mit denen des Hauptgesteins übereinstimmen und nur in ihrer Structur und Vertheilung derselben abweichen, sind in dem von K. A. Lossen[1]) beschriebenen Kersantit von Michaelstein die concretionären Ausscheidungen aus seltenen, dem Kersantit sonst fremden Mineralien wie Granat, Cyanit, Sillimannit (Fibrolith) Rutil und Zirkon neben Feldspath, Quarz und Glimmer bestehend. Lossen vergleicht diese Gebilde mit Granulit; er sagt von denselben, indem er auf die Fragmente von Olivinfels in den Basalten hinweist, »noch weniger kann ich die hier beschriebenen Mineralaggregationen für Granulitfragmente ansprechen.«

Zum Schluss bleibt uns noch übrig, darauf aufmerksam zu machen, dass Kersantit in Schlesien selten vorkommt und nur von zwei anderen Orten bis jetzt beschrieben ist. Gleichfalls im Culm setzt Kersantit bei Altfriedersdorf im Eulengebirge auf. E. Kalkowsky[2]) erwähnt denselben gelegentlich in seiner Abhandlung: »Die Gneissformation des Eulengebirges«. In seiner mineralischen Zusammensetzung und Structur stimmt das Gestein vollkommen mit dem Wüstewaltersdorfer Kersantit überein; auch die chemische Analyse (II) des Kersantits vom Spitzberge bei Altfriedersdorf, welche ich S. 569 beifüge, zeigt die gleiche Uebereinstimmung mit der unserigen; sie wurde gleichfalls von Herrn G. F. Steffen im Laboratorium der hiesigen Bergakademie ausgeführt. Im Granitit des Riesengebirges kommt bei Buchwald ein Gang vor, dessen Gestein G. Rose als Syenit bezeichnete; nach Th. Liebisch[3]) ist dasselbe jedoch aus Plagioklas, schwarzem, im Dünnschliff braun durchscheinendem Augit, schwarzem Biotit, Apatit und sparsamen Quarzkörnchen zusammengesetzt. Es ist das Gestein also Kersantit, da dieser Name als der ältere der von Liebisch angewandten Bezeichnung Kersanton vorzuziehen ist. Im Culm Schlesiens werden indess eine Anzahl Gesteine, meist als Porphyre, aufgeführt, nach deren Beschreibung man vermuthen muss, dass dieselben bei näherer Untersuchung gleichfalls dem Kersantit oder im allgemeinen der Gesteinsfamilie,

---

[1]) Dieses Jahrb. für 1880, S. 51.

[2]) S. 50.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877, S. 727.

die v. Gümbel vom geologischen Standpunkt als Lamporphyre zusammenfasste, als zugehörig sich erweisen werden. Aus dem Culm von Landeshut wird ein »unbestimmter Grünstein« vom Kunzenberge bei Liebichau und Adelsbach von A. Schütze[1]) aufgeführt, der zu den Kersantiten zu zählen sein dürfte; ebenso ist von demselben Forscher ein Gestein zwischen Landeshut und Reussendorf aufgefunden und an Prof. Lossen gesandt worden, welcher es mir freundlichst zum Vergleich überliess. Bei mikroskopischer Untersuchung erwies sich das dunkelschwarze, feinkörnige und durch zahlreiche dunkele Magnesiaglimmer porphyrisch erscheinende Gestein als holokrystallinisch und wesentlich aus Plagioklas, Magnesiaglimmer, Magnetit und Apatit zusammengesetzt; chloritische Zersetzungsproducte, hervorgegangen aus der Zersetzung des Glimmers, vielleicht auch des Augits, sowie Calcit sind reichlich darin vorhanden; frischer Augit konnte jedoch in dem untersuchten Dünnschliff nicht aufgefunden werden; es bleibt daher einer an weiterem Material anzustellenden Untersuchung vorbehalten, ob man das Gestein als Kersantit oder Glimmerdiorit zu betrachten haben wird.

Im Glatzer Culmgebiet ist mir vorläufig nur ein Gestein bekannt, das man wohl als Kersantit wird ansprechen dürfen; es ist das als Feldspathporphyr[2]) vom Sperlingsberge in Gabersdorf öfters genannte Gestein. Da mir gegenwärtig nicht Material zur Untersuchung zur Verfügung steht, mag die Hinweisung auf dasselbe genügen, und werde ich später, da es in meinem Arbeitsgebiet in Schlesien liegt, eine eingehende Beschreibung davon geben.

---

[1]) Geognostische Darstellung des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens S. 39.

[2]) Vergl. Schütze, ibid., S. 55.

Abhandlungen

von

ausserhalb der Geologischen Landesanstalt
stehenden Personen.

Ueber die Verwitterung diluvialer Sande.

Von Herrn **E. Ramann** in Eberswalde.

Untersuchungen des Verfassers über die Einwirkung der Streuentnahme auf Sandböden[1]) machten eine grössere Anzahl von Bodenanalysen nothwendig. Durch dieselben sollte gleichzeitig Aufschluss gewonnen werden über die mehr oder weniger gleichbleibende Zusammensetzung und über die Verwitterung der Sandböden.

Eingehende Untersuchungen fehlen noch recht sehr über diese Fragen. Berendt[2]) zeigte die Auswaschung der kalkhaltigen Theile und die Verschwemmung des durch Verwitterung gebildeten Thones. Laufer[3]) theilte in seiner Bearbeitung des Babelsbergs eine Reihe Analysen mit, die sich zur Lösung dieser Fragen eignen. Genaue vergleichende Untersuchungen auf kleinem Terrain fehlten jedoch noch.

Die hier untersuchten Sande gehören zum Thalsand. Auf einer, längere Zeit jährlich von jedem Streuabfall gereinigten, 0,3 Hektar grossen Fläche wurden je drei Einschläge an den beiden Enden und in der Mitte der ein längliches Rechteck bildenden Parzelle gemacht. Das Gleiche geschah auf einer unberührten, Waldbestand tragenden, in gleicher Höhe liegenden Fläche. Die Einschläge wurden 1,5 Meter tief ausgeführt und die Bodenproben so entnommen, dass jede derselben der ganzen Höhe der zugehörigen Schicht entsprach (durch Abstechen und Mischen einer gleichdicken vertikalen Schicht). Es konnte so die langsamere oder schnellere Verwitterung der Bodenbestandtheile ver-

---

[1]) Danckelmann, Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen 1883.

[2]) Berendt, Nordwesten Berlins I, S. 75.

[3]) Jahrb. d. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. 1880, S. 294.

folgt werden, je nachdem eine Pflanzendecke vorhanden war oder nicht.

Die Profile mögen mit I, II, III (berechter Boden) und die entsprechenden des unberechten Bodens mit Ia, IIa, IIIa bezeichnet werden. Die Reihenfolge der einzelnen Bodenschichten waren die für die Sande gewöhnlichen. Zu oberst humoser Sand, dann gelber Sand (Verwitterungssand), der nach der Tiefe zu allmählich in den normalen weissen Sand übergeht, dagegen scharf von dem aufliegenden humosen Sande getrennt ist. Die Profile waren folgende:

	I.	II.	III.	
Humoser Sand	8—10	8—10	4—12	Centimeter
Gelber Sand	40—44	43—45	40	»
	Ia.	IIa.	IIIa.	
Humoser Sand	10—12	4—10	10—18	Centimeter
Gelber Sand	30—35	45	30	»

Man sieht schon aus den angegebenen Zahlen, dass die Verwitterung ungleichmässig fortgeschritten war und namentlich, dass der humose Sand eine sehr wechselnde Mächtigkeit zeigt. Der weisse Sand wurde bis zu 1,5 Meter Tiefe entnommen, also überhaupt eine Bodenschicht von 1,5 Meter Mächtigkeit der Analyse unterworfen.

Die Sande wurden nun in der Weise untersucht, dass einmal die in Salzsäure löslichen Bestandtheile festgestellt (200 Gramm Boden mit 500 Cubikcentimeter Salzsäure von 1,12 sp. Gew. je 2 Stunden auf dem Wasserbade gekocht) und dann eine Gesammtanalyse durch Aufschliessen mit Flusssäure ausgeführt wurde. Zum Aufschluss muss man von armen Sanden immerhin eine Menge von etwa 20 Gramm verwenden; nur dann können die Zahlen auf genügende Genauigkeit Anspruch erheben. Allerdings ist dabei die grosse Masse von Flusssäure sehr lästig.

Der Humusgehalt wurde durch Verbrennen mit Kupferoxyd (Elementaranalyse) festgestellt. Die lösliche Kieselsäure wurde durch Behandeln des mit Salzsäure ausgekochten Bodens mit verdünnter Kalilauge bestimmt. In dem Folgenden sind die erhaltenen Zahlen zusammengestellt:

Bestandtheile	I. Humoser Sand			Ia. Humoser Sand		
	Flusssäure-aufschluss.	In Salzsäure löslich		Flusssäure-aufschluss.	In Salzsäure löslich	
	Gesammt-analyse in Procenten	von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe	Gesammt-analyse in Procenten	von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,54	13,9	2,57	0,91	60,6	6,66
Natron (Na_2O)	0,24	17,1	7,12	1,02	30,3	2,97
Kalk (CaO)	0,14	28,0	20,00	0,19	54,0	23,68
Magnesia (MgO)	0,06	22,7	37,83	0,08	28,1	35,12
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,16	110,3	68,94	0,37	322,2	23,26
Thonerde (Al_2O_3)	2,74	344,1	12,20	3,00	169,8	10,74
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,03	6,4	21,33	0,19	8,0	4,21
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,08	28,8	35,00	0,11	24,5	22,23
Schwefelsäure (SO_3)	—	0,8	—	—	11,3	—
Kieselsäure (SiO_2)	92,31	376,2	0,40	87,97	385,5	0,43
Glühverlust	3,44	—	—	6,32	—	—
Kohlenstoff	1,58	—	—	2,33	—	—
	100,21	—	—	100,05	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe	—	948,3	0,95	—	1094,3	1,09

Bestandtheile	I. Gelber Sand			Ia. Gelber Sand		
	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich in Procenten der einzelnen Stoffe	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,57	22,0	3,86	1,01	67,7	6,70
Natron (Na_2O)	0,27	23,5	8,41	0,89	86,2	9,56
Kalk (CaO)	0,17	21,6	12,70	0,13	58,0	44,61
Magnesia (MgO)	0,07	28,8	42,00	0,068	55,5	81,62
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,24	636,6	89,42	0,53	685,4	60,50
Thonerde (Al_2O_3)	2,88	214,6	21,80	2,50	320,6	27,42
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,03	12,8	42,66	0,09	14,0	15,55
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,04	31,0	77,50	0,19	76,0	40,00
Schwefelsäure (SO_3)	—	0,6	—	—	11,3	—
Kieselsäure (SiO_2)	95,28	521,9	0,55	92,94	1656,8	1,78
Glühverlust	0,84	—	—	1,66	—	—
	100,39	—	—	99,81	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe	—	948,3	0,95	—	3031,5	3,03

Bestandtheile	I. Weisser Sand			Ia. Weisser Sand		
	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich: von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich: in Procenten der einzelnen Stoffe	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich: von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich: in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,97	38,6	3,98	1,17	76,9	6,57
Natron (Na_2O)	0,47	14,9	3,17	0,46	61,4	13,35
Kalk (CaO)	0,19	28,0	14,73	0,21	40,0	19,05
Magnesia (MgO)	0,052	45,2	87,00	0,06	36,7	61,16
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,20	171,3	84,80	0,61	440,6	34,66
Thonerde (Al_2O_3)	3,10	551,3	17,52	3,65	211,4	12,71
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,03	12,0	40,00	0,18	29,0	2,28
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,048	42,0	87,50	0,07	28,3	40,43
Schwefelsäure (SO_3)	—	0,2	—	—	9,4	—
Kieselsäure (SiO_2)	94,72	705,7	0,74	92,31	717,7	0,77
Glühverlust	0,47	—	—	0,57	—	—
	100,24	—	—	99,22	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe	—	1609,5	1,61	—	1651,4	1,65

Bestandtheile	II. Humoser Sand			IIa. Humoser Sand		
	Flusssäure-aufschluss.	In Salzsäure löslich		Flusssäure-aufschluss.	In Salzsäure löslich	
	Gesammt-analyse in Procenten	von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe	Gesammt-analyse in Procenten	von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,82	15,2	1,85	0,46	47,5	10,33
Natron (Na_2O)	0,43	24,6	5,72	0,14	79,4	56,72
Kalk (CaO)	0,17	41,6	24,37	0,16	36,0	22,50
Magnesia (MgO)	0,055	18,4	33,46	0,06	25,2	42,00
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,23	148,3	64,47	0,37	184,8	49,59
Thonerde (Al_2O_3)	2,01	259,7	12,92	1,65	1015,2	61,53
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,026	20,0	76,92	0,08	6,0	75,00
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,037	28,8	77,84	0,105	19,0	18,09
Schwefelsäure (SO_3)	—	1,2	—	—	9,6	—
Kieselsäure (SiO_2)	91,84	374,8	0,41	93,97	291,1	0,31
Kohlenstoff	2,05	—	—	1,20	—	—
Glühverlust	3,88	—	—	2,43	—	—
	99,50	—	—	99,42	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe	—	942,2	0,95		1713,8	1,71

Bestandtheile	II. Gelber Sand			IIa. Gelber Sand		
	Flusssäure-aufschluss.	In Salzsäure löslich		Flusssäure-aufschluss.	In Salzsäure löslich	
	Gesammt-analyse in Procenten	von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe	Gesammt-analyse in Procenten	von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,88	29,1	3,31	1,08	110,0	10,18
Natron (Na_2O)	0,42	26,5	6,31	0,57	96,1	16,88
Kalk (CaO)	0,18	25,2	14,00	0,30	34,0	11,33
Magnesia (MgO)	0,075	26,2	34,93	0,04	47,6	—
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,28	215,4	76,93	0,45	316,0	70,22
Thonerde (Al_2O_3)	2,96	610,2	20,14	2,42	924,0	38,18
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,04	13,6	34,00	0,06	12,2	20,33
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,082	68,0	82,93	0,12	70,8	59,00
Schwefelsäure (SO_3)	—	4,7	—	—	7,2	—
Kieselsäure (SiO_2)	94,33	505,6	0,52	92,30	551,7	0,58
Glühverlust	1,15	—	—	1,22	—	—
	100,38	—	—	98,55	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe .	—	1524,5	1,52	—	2169,6	2,17

Bestandtheile	II. Weisser Sand			IIa. Weisser Sand		
	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich: von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich: in Procenten der einzelnen Stoffe	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich: von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich: in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,64	18,2	2,84	1,05	68,3	6,51
Natron (Na_2O)	0,39	12,2	3,13	0,48	75,9	13,72
Kalk (CaO)	0,23	23,2	10,08	0,22	34,0	15,46
Magnesia (MgO)	0,052	40,8	78,46	0,10	44,7	44,70
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,26	203,6	78,31	0,56	241,3	46,04
Thonerde (Al_2O_3)	2,96	384,8	12,83	3,68	256,7	6,71
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,03	23,2	77,33	0,09	19,0	22,22
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,042	36,8	87,62	0,08	29,0	36,25
Schwefelsäure (SO_3)	—	3,6	—	—	10,3	—
Kieselsäure (SiO_2)	94,77	627,1	0,66	93,00	706,8	—
Glühverlust	0,86	—	—	0,37	—	—
	100,22	—	—	99,63	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe	—	1173,5	1,17	—	1486,0	—

Bestandtheile	III. Humoser Sand			IIIa. Humoser Sand		
	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich: von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich: in Procenten der einzelnen Stoffe	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich: von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich: in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,51	12,6	2,47	0,93	53,4	5,73
Natron (Na_2O)	0,12	3,6	3,00	0,43	52,8	12,28
Kalk (CaO)	0,16	25,6	16,00	0,17	30,0	17,65
Magnesia (MgO)	0,055	18,7	33,99	0,03	22,0	73,33
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,20	132,4	66,20	0,43	111,7	43,32
Thonerde (Al_2O_3)	2,33	301,2	12,71	1,79	196,3	6,24
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,04	9,6	24,00	0,03	21,0	70,00
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,038	21,6	56,84	0,06	17,9	29,83
Schwefelsäure (SO_3)	—	5	—	—	8,3	—
Kieselsäure (SiO_2)	92,97	326,8	0,35	94,75	427,7	0,45
Kohlenstoff	1,46	—	—	0,80	—	—
Glühverlust	3,62	—	—	1,66	—	—
	100,04	—	—	100,28	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe	—	852,6	0,85	—	941,1	0,94

Bestandtheile	III. Gelber Sand			IIIa. Gelber Sand		
	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich in Procenten der einzelnen Stoffe	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	In Salzsäure löslich in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,76	20,1	2,64	1,34	77,3	5,69
Natron (Na_2O)	0,36	25,1	6,97	0,11	50,2	45,63
Kalk (CaO)	0,15	28,0	18,67	0,22	36,0	16,36
Magnesia (MgO)	0,067	19,1	28,51	0,05	37,5	75,00
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,27	241,2	89,33	0,59	542,5	70,09
Thonerde (Al_2O_3)	2,92	502,8	17,12	2,96	413,5	18,33
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,06	51,2	85,33	0,03	74,0	24,66
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,052	33,2	63,85	0,07	14,9	21,29
Schwefelsäure (SO_3)	—	0,6	—	—	14,9	—
Kieselsäure (SiO_2)	94,00	183,0	0,19	92,89	584,3	0,63
Glühverlust	0,94	—	—	1,01	—	—
	99,58	—	—	99,27	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe	—	1104,3	1,10	—	1845,1	1,84

Bestandtheile	III. Weisser Sand			IIIa. Weisser Sand		
	Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich		Flusssäure-aufschluss. Gesammt-analyse in Procenten	In Salzsäure löslich	
		von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe		von 100,000 Theilen des Gesammt-bodens	in Procenten der einzelnen Stoffe
Kali (K_2O)	0,72	30,2	4,20	0,81	59,9	7,39
Natron (Na_2O)	0,38	22,8	6,00	0,43	75,8	17,63
Kalk (CaO)	0,20	22,8	11,40	0,23	34,0	14,82
Magnesia (MgO)	0,081	40,4	49,88	0,06	51,9	86,50
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,24	198,3	82,63	0,74	520,0	70,27
Thonerde (Al_2O_3)	2,87	600,1	20,91	3,52	560,0	15,91
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4) . . .	0,04	14,4	35,00	0,03	20,0	66,66
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,053	42,2	79,62	0,075	40,4	53,86
Schwefelsäure (SO_3)	—	3,8	—	—	1,0	—
Kieselsäure (SiO_2)	93,63	681,7	0,73	93,01	623,3	0,67
Glühverlust	0,54	—	—	0,55	—	—
	98,74	—	—	99,38	—	—
Gesammtmenge der löslichen Stoffe .	—	1656,7	1,65	—	1986,3	1,98

Je zwei correspondirende Analysen sind zusammengestellt. In der ersten Reihe ist die Gesammtanalyse, in der zweiten die Menge der in 100,000 Theilen des Bodens vorhandenen löslichen Stoffe und in der dritten das procentische Verhältniss zwischen den löslichen und unlöslichen Mengen der einzelnen Stoffe.

Ueberblickt man die einzelnen Analysen, so ist die Uebereinstimmung für ein so wechselndes Gemisch, wie ein Boden es ist, höchst bemerkenswerth. Allerdings wird man ähnliche Zahlen auch nur für so gleichmässig gemengte Flächen finden wie die Sande sind, welche gerade das Altalluvium bilden.

Auffällig ist jedoch der Unterschied im Gehalte der einzelnen Stoffe zwischen solchem Boden, der frei gelegt war, und andrerseits solchem, der durch eine Pflanzendecke geschützt ist. Durchweg sind die nicht der Kieselsäure zugehörigen Procentzahlen in letzterem höher; und doch muss man annehmen, dass die Schichten ursprünglich gleichartig zusammengesetzt waren. Hier ist es nun die auswaschende Wirkung der Regen- und Schneewässer, welche die Unterschiede hervorbringt. In den mit Pflanzen, namentlich mit Bäumen bestandenen Gebieten werden durch die Wurzeln aus den tieferen Schichten Mineralstoffe aufgenommen und kommen den obersten Bodenschichten zu Gute. Es kann dies soweit gehen, dass diese die an Mineralstoffen reichsten Theile des Bodens sind, wie dies Laufer in seinen Analysen meist gefunden hat. Für das Studium der Verwitterung ist es daher viel günstiger, einen lange Zeit kahl gelegenen Boden zur Untersuchung heranzuziehen.

Die Nothwendigkeit einer verhältnissmässig grossen Zahl von Analysen ergiebt sich aus einigen Beispielen von selbst. Betrachtet man z. B. I a, so findet sich das ganz unwahrscheinliche Resultat, dass die oberste Schicht die reichste des Bodens an Kalk und an Thonerde ist. Erst die anderen Analysen lehren die Thatsache, dass hier nur ein Ausnahmefall vorliegt und sonst in allen Fällen ein allmähliches Steigen im Gehalt nach den unteren Bodenschichten statt hat. Erst der Vergleich einer grösseren Anzahl von Analysen, die möglichst gleichartig bearbeitet sind — bei den geringen Mengen der in Sandböden enthaltenen Mineralstoffe (ausschliesslich

Kieselsäure) eine unbedingte Nothwendigkeit — lässt das Zufällige ausscheiden und das Allgemeine erkennen.

Kurz mag auch noch die mechanische Zusammensetzung der Böden berührt werden. Zur Schlemmanalyse musste ich mich des Nöbel'schen Apparates bedienen; da alle Bestimmungen hinter einander und unter ganz gleichen Umständen ausgeführt sind, so kann man sie wohl unbedenklich als vergleichbar ansehen.

Zur Anwendung kamen je 100 Gramm Boden, vorher mehrere Stunden mit Wasser ausgekocht. Die humosen Sande verwendete ich ungeglüht und von allen Wurzelresten befreit, überzeugte mich jedoch nach dem Glühen der übergegangenen feinsten Theile, dass wirklich ein staubfeines Pulver vorlag. Immerhin ist es möglich, dass durch diese Methode die humosen Sande etwas zu hohe Zahlen geliefert haben, jedenfalls aber nicht beträchtlich. Bei dem mässigen Werth, den Schlemmanalysen für so thonarme Sande haben, glaubte ich jedoch zu dieser Methode berechtigt zu sein. Auffällig ist, dass die humosen Sande unter allen Umständen eine so sehr viel reichlichere Menge feinster Theile ergeben haben als die tieferen Schichten, offenbar eine Folge der weiter vorgeschrittenen Verwitterung. Gleichzeitig sind die humosen Sande die ärmsten an Pflanzennährstoffen, ein Beweis, dass man nicht immer berechtigt ist, die Menge der abschlemmbaren Theile als massgebend für den Bodenwerth anzusehen.

Jedenfalls beweisen die Analysen, dass beim Absatz der Sande thonige Theile überhaupt nicht mit zur Ablagerung gekommen, sondern, soweit vorhanden, erst durch die Verwitterung entstanden sind. Die Sande müssen daher bei ihrer sehr gleichmässigen Korngrösse aus Gewässern mit gleichbleibender Strömung abgesetzt sein. Was nun die Verwitterung des Bodens betrifft, so ist die Wirkung zunächst eine mechanische, mit Zertrümmerung der Sandkörner verbunden. Wahrscheinlich spielen hierbei die in Gesteinsschliffen so oft bemerkbaren Einstülpungen der Grundmassen und die direkten Einschlüsse der Quarze eine wesentliche Rolle.

Die chemischen Umsetzungen sind mannichfaltige, immer aber auf die wesentlichsten Punkte der Silicatzersetzungen zurück-

Nummer der Einschläge	Schlemm-rückstand (Trichter II)	Schlemmprodukt geglüht			Summa
		Trichter III	Trichter IV	Auslauf	
I. Humoser Sand	93,67	0,60	1,27	1,17	96,71
Gelber Sand	98,60	0,13	0,07	0,23	99,03
Weisser Sand	99,60	0,13	0,10	0,27	99,50
II. Humoser Sand	92,33	1,27	0,77	0,93	95,30
Gelber Sand	98,50	0,07	0,23	0,20	99,00
Weisser Sand	99,67	0,07	0,13	0,17	100,04
III. Humoser Sand	95,33	0,47	2,27	0,70	98,77
Gelber Sand	98,83	0,20	0,10	0,23	99,36
Weisser Sand	99,37	0,17	0,37	0,10	100,01
Ia. Humoser Sand	90,67	0,50	1,50	1,83	94,50
Gelber Sand	98,33	0,23	0,20	0,33	99,09
Weisser Sand	99,17	0,23	0,17	0,07	99,64
IIa. Humoser Sand	95,67	0,33	0,83	1,33	98,16
Gelber Sand	98,17	0,07	0,17	0,57	98,98
Weisser Sand	99,70	0,11	0,08	0,17	100,07
IIIa. Humoser Sand	94,83	0,83	0,67	0,83	96,96
Gelber Sand	98,00	0,67	0,16	0,43	99,26
Weisser Sand	99,02	0,17	0,08	0,20	99,67

zuführen. Alkalien, alkalische Erden und Eisen werden löslich; Thonerde, zum Theil wohl auch die in sehr geringen Mengen vorhandene Magnesia bleiben in schwer angreifbarer Form zurück und unterliegen wohl im Wesentlichen nur einer mechanischen Verspülung durch die in den Boden eindringenden atmosphärischen Niederschläge. Die Verwitterung schreitet, wie bei allen Gesteinen, von der Oberfläche aus in die tieferen Lagen fort. Die einzelnen Bestandtheile vertheilen sich im Allgemeinen so, dass die oberen humosen Schichten die an Mineralstoffen, ausschliesslich Kieselsäure, ärmsten, die darauf folgenden gelben Verwitterungssande meist die reichsten Schichten des Bodens sind oder doch nur wenig hinter dem, als ursprüngliches Gestein zu betrachtenden, weissen Sande zurückbleiben. Sehr stark wirkt dabei auf reinen

Sandboden die Auswaschung ein; verhältnissmässig grosse Mengen der Stoffe werden in die Tiefe geführt und gehen so dem Boden verloren. Bemerkenswerth ist dabei, dass die einzelnen Schichten sehr verschieden stark angegriffen werden und namentlich die obersten sehr verarmen. Die Erklärung ist leicht. Die in den Boden einsickernden Tagewässer lösen nach Möglichkeit die vorhandenen Salze. Sie werden daher den obersten Schichten viel mehr entnehmen als den tiefer liegenden, die sie schon als annähernd gesättigte Lösungen berühren und in welchen die Aufnahmefähigkeit des Wassers schon sehr gering geworden ist. Der Boden bildet so eine Art Verdrängungsapparat, wie man solche in der Chemie und Technik so häufig zum Ausziehen von Körpern benutzt und den man in einfachster Form bei jedem Filter mit auszuwaschenden Niederschlägen anwendet.

Um allgemeinere Zahlen für die Zusammensetzung der Sande zu erhalten und andrerseits festzustellen, ob die gefundenen Regeln der Verwitterung als allgemein gültig für die Sande des Diluviums aufzustellen sind, wurden noch zwei weitere Sande aus der Section Biesenthal der Analyse unterworfen. Wie bei den vorhergehenden wurden 1,5 Meter tiefe Einschläge gemacht und die Bodenproben entnommen. Die Analysen wurden in ganz gleicher Weise ausgeführt, jedoch auf die wichtigeren Mineralstoffe beschränkt:

Bodenprofil.

Humoser Sand . . .	16	Centimeter
Verwitterungssand . .	30	»
Weisser Sand . . .	—	»

Humoser Sand.

	Löslich in Salzsäure. In Procenten des Bodens	Unlöslicher Rückstand des Salzsäureauszuges	Gesammtgehalt des Bodens
Kali	0,020	0,96	0,98
Natron	0,018	0,34	0,36
Kalk	0,019	0,36	0,38
Magnesia	0,025	0,06	0,08
Eisenoxyd	0,197	0,69	0,89
Thonerde	0,174	2,84	3,01
Manganoxyduloxyd . . .	0,014	0,04	0,05
Phosphorsäure	0,040	0,05	0,09
	0,51	5,34	5,85

Verwitterungssand.

	Löslich in Salzsäure. In Procenten des Bodens	Unlöslicher Rückstand des Salzsäureauszuges	Gesammtgehalt des Bodens
Kali	0,035	1,19	1,23
Natron	0,017	0,46	0,48
Kalk	0,041	0,43	0,47
Magnesia	0,052	0,07	0,12
Manganoxyduloxyd . . .	0,007	0,06	0,07
Eisenoxyd	0,215	0,76	0,98
Thonerde	0,272	2,40	2,67
Phosphorsäure	0,068	0,04	0,11
	0,71	5,41	6,12

Weisser Sand. (Rohboden.)

	Löslich in Salzsäure. In Procenten des Bodens	Unlöslicher Rückstand des Salzsäure-auszuges	Gesammtgehalt des Bodens
Kali	0,048	1,04	1,09
Natron	0,008	0,42	0,43
Kalk	0,041	0,32	0,36
Magnesia	0,055	0,06	0,12
Manganoxyduloxyd . . .	0,009	0,06	0,07
Eisenoxyd	0,241	0,68	0,92
Thonerde	0,132	2,48	2,61
Phosphorsäure	0,030	0,07	0,10
	0,56	5,13	5,69

Die Bodenproben waren einem Waldtheil entnommen, der mit Buchen und Kiefern bestanden ist. Obgleich durch den jährlichen Laubabfall eine nicht unerhebliche Menge der für die Pflanzenernährung wichtigen Mineralstoffe den tieferen Bodenschichten entzogen und auf der Oberfläche wieder abgelagert werden, dadurch also eine Verschiebung der Verhältnisse eintreten kann (wenigstens gilt dies für so arme Bodenarten), tritt doch auch hier die Verwitterung in ganz gleicher Weise auf, wie in den oben behandelten Analysen.

Ganz dasselbe lässt sich für die folgenden nachweisen, wenngleich bei denselben die Verhältnisse nicht annähernd die gleiche Regelmässigkeit zeigen. Der Sandboden ist in einer Entfernung von etwa einem Kilometer von dem vorhergehenden Einschlag entnommen, geologisch jedoch mit dem letztbesprochenen völlig übereinstimmend und auch von derselben Korngrösse. Den Waldbestand bildeten Kiefern.

Bodenprofil.

Humoser Sand . . . 16 Centimeter
Verwitterungssand . . 20 »
Weisser Sand . . . — »

Die Analysen ergaben folgende Zahlen:

Humoser Sand.

	Löslich in Salzsäure. In Procenten des Bodens	Unlöslicher Rückstand des Salzsäure-auszuges	Gesammtgehalt des Bodens
Kali	0,021	0,95	0,97
Natron	0,009	0,39	0,40
Kalk	0,056	0,43	0,49
Magnesia	0,052	0,10	0,15
Manganoxyduloxyd	0,048	0,05	0,10
Eisenoxyd	0,275	0,78	1,06
Thonerde	0,320	2,58	2,90
Phosphorsäure	0,057	0,05	0,11
	0,84	5,33	6,17

Verwitterungssand.

	Löslich in Salzsäure. In Procenten des Bodens	Unlöslicher Rückstand des Salzsäure-auszuges	Gesammtgehalt des Bodens
Kali	0,012	1,02	1,03
Natron	0,008	0,39	0,40
Kalk	0,051	0,42	0,47
Magnesia	0,058	0,09	0,15
Manganoxyduloxyd	0,019	0,05	0,07
Eisenoxyd	0,278	0,49	0,77
Thonerde	0,379	2,54	2,92
Phosphorsäure	0,075	0,06	0,14
	0,880	5,06	5,94

Weisser Sand.

	Löslich in Salzsäure. In Procenten des Bodens	Unlöslicher Rückstand des Salzsäure-auszuges	Gesammtgehalt des Bodens
Kali	0,030	0,76	0,79
Natron	0,003	0,30	0,30
Kalk	0,040	0,39	0,43
Magnesia	0,042	0,05	0,09
Manganoxydoxydul . . .	0,014	0,06	0,07
Eisenoxyd	0,191	0,73	0,92
Thonerde	0,155	2,15	2,21
Phosphorsäure	0,023	0,22	0,24
	0,498	4,66	5,16

Dasjenige Ergebniss, welches sich daher aus den sämmtlichen hier zusammengestellten Analysen ableiten lässt, ist, dass die Verwitterung in den Sandböden in ganz gleicher Weise vor sich geht, wie in jedem anderen Silicatboden, natürlich beeinflusst durch den geringen Gehalt der nicht der Kieselsäure zugehörigen Mineralstoffe. Die lösende und auswaschende Wirkung des Wassers ist eben darum eine viel kräftigere.

Mit dem Nachweis, dass ein Unterschied in der Verwitterung eines anstehenden Sandgesteines und eines losen Sandbodens nicht vorhanden ist, fällt auch gleichzeitig einer der wesentlichsten Gründe, einen Unterschied zwischen Verwitterungsboden und Schwemmlandsboden zu machen; dass die ersteren aus anstehenden Gesteinen hervorgehen, kann gegenüber der hier nachgewiesenen Thatsache, dass die obersten Schichten der losen Sande échte Verwitterungsböden sind, nicht allzuschwer ins Gewicht fallen.

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45/46.

Berichtigungen.

pag. 29 Zeile 20 von oben lies Quarzit statt Quarz.
» 134 » 20 » » » Chamoson statt Champson.
» 135 » 8 » » » SiO_2 statt $S_1 O_2$.
» 280 » 19 » » ist als Nachtrag hinter dem Worte Bienenwalde einzuschalten: Oberohe und Korbiskrug.
» 302 Zeile 21 und 23 lies 1851 statt 1854.
Tafelerklärung XVI Fig. 2 Zeile 10 lies Ostpreussen statt Westpreussen.

Tafel I.

2A (2:1)

1.

a

2.

1A (2:1).

3.

M S F M F M F M S M F

W. Staack ad nat. del. Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin. W.

Tafel II.

Fig. 1. *Modiolopsis taunica* KAYSER. Neuhütte (ehemalige Sahlers-Hütte) bei Stromberg . . . . S. 12

1. rechte Klappe, von der Seite; nach einem Kautschukabdruck gezeichnet. 1a. Innenansicht des oberen Theils derselben Klappe; nach einem Kautschukabdruck des Steinkerns.

Fig. 2. *Curtonotus Grebei* KAYSER. Katzenloch bei Idar S. 16

2. Ansicht der linken Klappe von aussen; Reconstruction nach mehreren Kautschukabdrücken. 2a. Schlosspartie der rechten Klappe, von innen; nach dem Kautschukabdruck eines Steinkerns.

Fig. 3. *Modiomorpha? subrectangularis* KAYSER. Katzenloch bei Idar . . . . S. 18

3. Ansicht einer isolirten Klappe von aussen; nach einem Kautschukaddruck gezeichnet. 3a. Steinkern derselben Klappe.

Fig. 4. *Goniophora trapezoidalis* KAYSER. Steinkern der linken Klappe. Katzenloch bei Idar . . . . S. 19

1.

1a

2a

3a

3.

2.

4.

W. Pütz ad nat. del. et lith.

Druck v. A. Renaud.

Tafel III.

Fig. 1, 2. *Goniophora excavata* KAYSER. Katzenloch bei Idar . . . . S. 20

1, 1a. Ansicht eines grösseren, etwas defecten Steinkerns der rechten Klappe von der Seite und von oben. 2, 2a, 2b. Desgl. eines vollständigen kleineren Steinkerns der linken Klappe von der Seite, von oben und von vorn.

Fig. 3. *Pterinea? crassitesta* KAYSER. Ansicht eines unvollständigen verdrückten Steinkerns der rechten Klappe. Katzenloch bei Idar . . . S. 13

Fig. 4. *Mytilus?* sp. Steinkern einer isolirten rechten Klappe. Katzenloch bei Idar . . . . . . S. 22

Fig. 5, 6. Isolirte Klappen zweier unbestimmter Zweischaler. Neuhütte bei Stromberg.

1. 1a. 2a. 2. 2b. 3. 4. 5. 6.

W. Pütz ad nat. del. et lith. Druck v. A. Renaud.

Tafel IV.

Fig. 1—3. *Pterinea? crassitesta* Kayser. Neuhütte bei Stromberg . . . . S. 13

1 u. 3. Zwei unvollständige verdrückte Steinkerne der linken Klappe. 2. ein ebensolcher der rechten Klappe.

1.

2.

3.

W. Pütz ad nat. del. et lith.

Druck v. A. Renaud.

Tafel V.

1.

3.

2.

4.

5.

E. Ohmann del. et lith.

Druck v. C. Müller.

Tafel VI.

Fig. 1, 2.	*Ilsaephytum Kayseri* W., Kammerberg bei Ilsenburg. Fig. 1 nach einem Wachsabgusse; Fig. 2 nach dem Originale	S. 178
Fig. 3—5.	*Lepidodendron Jaschei* A. Roemer, Kammerberg bei Ilsenburg. Fig. 3 nach einem Wachsabgusse; Fig. 4 nach dem Originale; Fig. 5 ein Polster mit Narbe vergrössert	S. 168
Fig. 6, 7.	*Lepidodendron Losseni* W., Fundort wie vorige. Beide Figuren nach einem Wachsabdrucke gefertigt, Fig. 7 einige Polster mit Narben vergrössert	S. 169

---

1. 2.

3. 4. 5. 6. 7.

E. Ohmann del. et lith. Druck v. C. Müller.

Tafel VII.

E. Ohmann del. et lith. Druck v. C. Müller.

Tafel VIII und IX.

Die Originale entstammen dem Wealden von Obernkirchen.

E. Ohmann del.

Lichtdruck v. A. Frisch

2.

1.

1a.

1b.

1c.

E. Ohmann del.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin. W.

I.

1:125.

II.

1:7500.

III.

1:30.

IV.

1:1500.

Lith. v. L. Kraatz, Berlin.

Berliner lithogr. Institut.

Tafel XIII.

Plesiosaurus balticus n. sp.

Marienburg in Westpreussen, im Besitz des Provinzial-Museums zu Königsberg i/Pr.

Bei diesen und den folgenden Wirbeln sind, soweit nicht anders angegeben, nachstehende Abkürzungen gebraucht:

am = Vorderrand
pm = Hinterrand
np = Neurapophyse
nc = Neuralcanal
dp = Diapophyse
pp = Parapophyse
hp = Hypapophyse
prz = Praezygapophyse
pz = Postzygapophyse
sp = Proc. spinosus
ht = Hiatus desselben
v = Nahrungsloch

Fig. 1. Hinterer Halswirbel, natürliche Grösse . . . . S. 297
Fig. 1a von links, Fig. 1b von hinten, Fig. 1c von vorn gesehen.

Fig. 2. Hinterer Halswirbel, natürliche Grösse . . . . S. 299
Fig. 2a von rechts, Fig. 2b von hinten gesehen.

1a. 1c. 2a. 2b. 1b.

E. Ohmann del. Lichtdruck v. A. Frisch. Berlin. W.

Tafel XIV.

Plesiosaurus balticus n. sp.

Fig. 1. Rückenwirbel, natürliche Grösse . . . . . S. 300
Fig. 1a von rechts, Fig. 1b von hinten, Fig. 1c von unten. Marienburg in Westpreussen, im Besitz des Provinzial-Museums zu Königsberg i/Pr.

Fig. 2. Humerus, 1/2 natürlicher Grösse . . . . . S. 305
r = Radialseite, u = Ulnarseite, c = Caput, tr = Trochanter, s = die beide trennende Furche.

Fig. 2a von der Ulnarseite, Fig. 2b von links, Fig. 2c von oben. Uderwangen bei Königsberg i/Pr., im Besitz des Königl. mineralog. Universitäts-Museums.

Fig. 3—6. Rippenfragmente, natürliche Grösse . . . . S. 303
a vorne, p hinten, s oben, i unten nach der Lage im vollständigen Skelett. Siehe den Text.

Fig. 7. Zahn, natürliche Grösse . . . . S. 304

Fig. 8. Zahn, Fig. 8a natürliche Grösse, Fig 8b und c 2/1 natürlicher Grösse . . . . S. 304
Die Originale von Fig. 3—8 sind bei Marienburg gefunden und befinden sich im Besitz des Provinzial-Museums zu Königsberg i/Pr.

1a. 1b. 2a. (1/2 nat. Gr.) 2b. (1/2 nat. Gr.) 6a. 6b. 4c. 4a. 5a.

4b. 3a. 7a. 7b.

1c. 2c. (1/2 nat. Gr.) 6c. 3b. 8a. 8b. 8c. 5b.

2/1 nat. Gr.

E. Ohmann del.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin W.

Tafel XV.

Fig. 1. *Plesiosaurus Helmersenii* Kipr., natürliche Grösse S. 310
Halswirbel. Fig. 1a Ansicht der Gelenkfläche, Fig. 1b von der Seite, Fig. 1c von oben. — Gumbinnen. Königl. mineralog. Universitäts-Museum zu Königsberg i/Pr.

Fig. 2. *Plesiosaurus Helmersenii* Kipr., natürliche Grösse S. 312
Hinterer Halswirbel. Fig. 2a Ansicht von vorn, Fig. 2b von rechts, Fig. 2c von oben. — Ohne Fundort, im Königl. mineralog. Universitäts-Museum zu Königsberg i/Pr.

Fig. 3. *Plesiosaurus* cf. *Helmersenii* Kipr., natürliche Grösse S. 325
Sacralwirbel. Fig. 3a Ansicht von hinten, Fig. 3b von links, Fig. 3c von unten. — Ifvetofta, Schweden. Geologisches Museum zu Lund.

E. Ohmann del.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin, W.

Tafel XVI.

Fig. 1. *Pliosaurus ? gigas* n. sp., natürliche Grösse . . S. 322
Rückenwirbel. Fig. 1a Seitenansicht, Fig. 1b Ansicht der Gelenkfläche. — Altfelde bei Elbing. Königl. mineralogisches Museum zu Königsberg i/Pr.

Fig. 2. *Plesiosaurus ichthyospondylus* SEELEY, natürliche Grösse . . . . S. 319
Schwanzwirbel. dp = Pleurapophyse. Fig. 2a Ansicht von hinten, Fig. 2b von links, Fig. 2c von unten. — Preuss. Holland in Westpreussen, im Besitz des dortigen Lehrers, Herrn ZINGER.

1b.
nc
2a.
nc
dp
dp
hp
2b.
np
dp
am
pm
hp
2c.
hp
hp
1a.
np
dp

Tafel XVII.

Fig. 1. *Mosasaurus Camperi* v. MEYER, natürliche Grösse S. 324
Vorderer Schwanzwirbel. dp = Proc. transversus, pp = Hypapophyse. Fig. 1a Ansicht von hinten, Fig. 1b Ansicht von der Seite. — Lauth bei Königsberg i/Pr., im Besitz des dortigen Provinzial-Museums.

Fig. 2. *Mosasaurus* sp. II, natürliche Grösse . . . . S. 327
Oppmanna, Schweden. Geologisches Museum zu Lund.

Fig. 3. *Leiodon Lundgreni* n. sp. . . . . S. 329
Fig. 3a—c natürliche Grösse, Fig. 3d $^2/_1$ natürlicher Grösse. — Balsberg, Schweden. Geologisches Museum zu Lund.

2/1 nat. Gr.

E. Ohmann del.

Lichtdruck v. A. Frisch. Berlin. W.

Fig. 1.

N S a b c d h i k e g f

Höhe und Länge 1:200.

Fig. 2.

O20°N W20°S e d c a h b

Höhe und Länge 1:100.

Fig. 3.

N i h S p k l m g f e d c a b

Höhe und Länge 1:200.

Lith. v. L. Kraatz.

Fig. 4.

Höhe und Länge 1:200.

Fig. 5.

Höhe und Länge 1:200.

Fig. 6.

Höhe und Länge 1:200.

Fig. 7.

× Blöcke

Höhe und Länge 1:200.

Lith. v. L. Kraatz.

Fig 8.

Simser 40 · B1. · Linde · Chaussee Seeburg · Abbau Heilsberg · B.

Diluvium · Obere Etage · Untere Etage · Glaukonitische Letten

16,8 · 17,0 · 30,0 · 7 · 10 · 15 · 3 · 72,0 · 41,0 · 19 · 51,0 · 23,0 · 50,0 · 21,0

27,34 · 28,16 · 26,68 · 24,58 · 21,96 · 19,41 · 17,27 · 18,88 · 18,12 · 17,34 · 19,77 · 23,51 · 25,21 · 26,48 · 26,36 · 28,25

1 Mergel 1 oberer 12 unter. · 2 Grand. — Diluvium.

3 Glimmerreich. fein. Quarzsand. · 4 Letten. · 5 Dunkel gestr. Quarzsand. · 6 Braunkohle. — Tertiär, obere Etage.

7 Thonig grob. Quarzsand. · 8 Quarzsand a Quarzkies b grob Quarzsd. — Tertiär, untere Etage.

9 Glaukonit. Thon. · 10 Glasursand. · 11 Braune Letten. — Glaukonitische Letten.

Lith. v. L. Kraatz.

1.

a. Torfbruch
b. u. c. Diluvium
d. Tert. feiner Glimmersand
e. " mittelkörniger Quarzsand

2.

a. Eisenhaltiger sandiger oberer Lehm
b. do. Grand mit vielen Geschieben
c. Kohlenhaltiger schwarzer feiner Quarzsand. II. Etage.
d. Grober Quarzsand } III. Etage
e. Quarzkies }
f. Glaukonitischer Thon. IV. Etage

3.

a. Flussalluvionen
b. Unterer diluv. Mergel
c. " " Sand
d. Grober tert. Quarzsand
e. Glaukonit. tert Letten

Lichtdruck v. A. Frisch. Berlin. W.

Jahrb. d. Geolog. Landesanst. u. Bergakad. 1884.

DAS TERTIAER von HEILSBERG in OST-PREUSSEN.

Taf. XXII.

o Bohrloch. ⌒ Aufschluss. ◦ Brunnen. _ Die beigefügten Zahlen sind die Nummern der Bohrkarte von Heilsberg. -.-.-.- Formationsgrenze.

Lith. v. Leop. Kraatz, Berlin.

Wasser. Abrutsch: Alluvium.
Alt-Alluvium.
Diluvium.
Letten.
Feinerglimmerh. Quarzsand.
Bituminose Sande, Letten. Braunkohle.
Schwarz gestreifter Quarzsand.
Grober Quarzsand. Quarzkies.
Glaukonitische Letten, Thone.
Glaukonitischer Glasursand u. Bituminose Letten.

Maasstab 1:12 500.

Tafel XXIII.

Hinterer Theil des sechsten rechten Oberkiefer-Backzahnes von *Mastodon arvernensis* Croizet et Jobert von Rippersroda. Original in Halle a. S.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin W.

Tafel XXIV.

Hintertheil des sechsten linken Oberkiefermalmzahnes von *Mastodon arvernensis* CROIZET et JOBERT von Rippersroda. Original in Jena.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin. W.

Tafel XXV.

Fig. 1—4. Reste der 4-jochigen wahren Malmzähne des *Mastodon arvernensis* Croizet et Jobert von Rippersroda; wahrscheinlich zusammengehörig zum 5ten und 4ten Molaren des linken Oberkiefers. Fig. 1—4 stellt die Stücke, von der Kaufläche aus gesehen, in ihrer wahrscheinlich richtigen Anordnung dar. Fig. 1'—3' von der Innenseite des Kiefers aus gesehen. In letzteren Figuren ist durch schwache Linien die wahrscheinliche Grösse der fehlenden Theile angedeutet.

Fig. 5—9. Hirsch von Rippersroda. Fig. 5 in natürlicher Grösse ein Theil des Grund-Keilbeines von unten gesehen mit Rike, Muskelhöckern, Ansatz der Flügelbeine und vorn Gefässlöchern. Fig. 6 α. Rosenstock, Rose, unterste Geweihtheile etc. der linken Stange (bei a Augenhöhle, bei b Schläfengrube); β giebt den Umriss der Stange über dem Augenspross; die Flachseite ist nach innen gerichtet; γ Umriss des Augensprosses am Grunde. Fig. 7 runder Spross, wohl der linken Stange gehörig (vielleicht vorderes Stück des Augensprosses). Fig. 8 elliptischer Spross, wohl Mittelspross der linken Stange. Fig. 9, schaufelig ausgebildetes Ende, der linken Stange zugehörig, wohl von den oberen Theilen des Geweihes.

Fig. 10. Umriss eines Oberkiefer-Schneidezahns eines Nagers aus der Braunkohle von Rippersroda.

Fig. 11. Jugendform einer *Anodonta*, vorn etwas verletzt, im Umriss skizzirt.

Fig. 12. *Limneus*, unten am Rande verdrückt, der zurückgeschlagene Mundsaum und die *Natica*-ähnliche Gestalt sind deutlich.

Ungef. Maasst. zu Fig. 1–4. 10 cm.

10 cm. zu Fig. 6–9.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin. W.

Tafel XXVI.

Fig. 1. Theile des rechten Schulterblattes von einem Stier von Rippersroda. Fig. c, Gelenkfläche; der Rabenschnabelfortsatz erscheint zurückliegend und verkürzt. Fig. a, von aussen gesehen; die Spur der abgebrochenen Gräte ist ganz vorn sichtbar. Am Rabenschnabelfortsatze ein (aufwärts gerichtetes) Gefässloch. Fig. b, von innen gesehen. Am Rabenschnabelfortsatz zwei Löcher; das grössere, der Gelenkfläche näher gelegene, führt ungefähr parallel der Gelenkfläche hinein; der kleinere, obere führt zu einem gegen die Gelenkfläche hin sich einsenkenden Gang.

Fig. 2—5. *Chara Zoberbieri* n. sp. Fig. 2 von der Seite. Fig. 3, ungefährer Umriss des Durchschnittes eines der Spiralbänder. Fig. 4, Obertheil der Frucht von innen gesehen. Scheibe unter der Coronula. Fig. 5, Unteres Ende von aussen.

Fig. 6—12. *Picea Heisseana* n. sp. Fig. 6—10, Nadeln, die wahrscheinlich hierhergehören. Fig. 10, schwach vergrössert, Durchschnitt. Fig. 11, kleiner Zapfen, mehrere der Schuppen sind durch Druck scheinbar in 4 Schuppen getheilt, was auf der entgegengesetzten Seite des zusammengepressten Zapfens nicht wahrgenommen wird. Fig. 12, grösserer Zapfen, durchgebrochen. Man sieht die Flügel einzelner Früchte.

Fig. 13. Flügelfrucht von *Larix europaea* D. C. (recent.)

Fig. 14. Flügelfrucht von *Abies nigra*-Ait. (recent.)

Fig. 15. *Phragmites* cf. *Oeningensis*. Rhizom mit Knoten.

Fig. 16. *Corylus inflata* Ludw.

Fig. 17. Weidenblatt, ähnlich *Salix ambigua* etc. (*Salix Schorri.*)

Fig. 18—22. Weidenblätter, ganz randige schmalblättrige Formen. (*Salix Zoberbieri.*)

Fig. 23. Weidenblatt-Stück.

Fig. 24—25. *Ledum?* sp.

Fig. 26 a—g. *Carpolithes reniformis* Ludw. sp. (»*Cytisus reniformis.*«)

Fig. 27. Frucht aus Braunkohle (a natürliche Grösse, b vergrössert).

Fig. 28 a. b. Frucht aus Schneckenmergel.

Fig. 29—43. *Trapa Heerii* Fr.

Fig. 29. Flach gepresster Steinkern von der Seite her. Die völlig zusammengedrückten unteren Dornen stehen ungewöhnlich tief.

Fig. 30. Frucht mit äusserem Abdrucke und sehr wulstiger Nuss.

Fig. 31. Frucht mit äusserem Abdrucke, mehr flach gedrückt.

Fig. 32. Breitfrüchtige, kurz dornige Form.

Fig. 33. Schmalfrüchtige Form mit starken, abgebrochenen Dornen.

Fig. 34. Frucht von der unteren Seite gesehen.

Fig. 35. Kleine Frucht, von oben.

Fig. 36. Zweidornige Frucht von oben.

Fig. 37. Isolirter, mit Widerhaken versehener Dorn.

Fig. 38. Samenhülle von Resten des »Steinkernes« umgeben.

Fig. 39—40. Ungewöhnlich kleine Stücke, vielleicht unreif.

Fig. 41. Gezeichnet von Prof. Dr. C. Schröter; a von oben, rechts und links die unteren Kelchzipfel oben und unten die oberen. b von unten quer herüber geht eine Spalte.

Fig. 42. Gezeichnet von Prof. Dr. C. Schröter bez. »*Trapa natans tuberculosa*« von Heer's Hand auf der Etikette. Der vierte Stachel ist abgebrochen. Von Mealhada in Portugal.

Fig. 43. Gekielte Frucht aus dem Schneckenmergel, a natürliche Grösse, b und c vergrössert.

Fig. 44—45. Zweiklappige Schalen. 44, beide seitlich gesehen. 44 a, eine Schale von oben, b und c vergrössert. (? Pappel.)

1a 1b 1c zu Fig. 1. 10cm 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin W.

Verbreitung der unterdiluvialen Meeres-Fauna im Ostseebecken

entworfen von

A. Jentzsch.

Erklärung.

- Yoldia- u. Cyprinenthon (in Westpreussen) } Meeres-Fauna auf primärer Lagerstätte.
- Cyprinenthon (in Schleswig u. Dänemark) } Meeres-Fauna auf primärer Lagerstätte.
- Nordsee-Fauna } Meeres-Fauna auf primärer Lagerstätte.
- Meeres-Fauna auf secundärer Lagerstätte
- Verbreitungsgebiet d. Fundorte f. Yoldia arctica
- Verbreitungsgebiet d. Fundorte f. Nordsee-Fauna

Die blauen Zahlen bezeichnen die Meereshöhen der nächstgelegenen Fundpunkte in Metern.

Maafsstab 1: 2,000,000.

Lith. v. L. Kraatz, Berlin.

Nord-Südliche Profile durch das Pregelthal in und bei Königsberg.

28 Hardershof

Ostseespiegel

20 Quednau

4700 Meter

Kalgen 26

Ostseespiegel

Zone der Belemnitella mucronata

Actinocamax subventricosus

Actinocamax verus

Schlossteich

Königsberg

Pregel-Fluss

1:50000.

Haberberg

27 Schoenbusch

28 Ponarth

Farben-Erklärung zu Taf. XXVIII a

Maafstäbe für die Längen 1:25000

0 500 1000 Meter

für die Höhen 1:2500

0 50 100 Meter

Alluvium:
- Schutt und Abrutschmassen
- Torf, Diatomeenerde, Schlick, Sand

Diluvium:
- Gerölle
- Grand
- Sand
- Thon
- Geschiebemergel
- Localmoräne

Ältestes Tertiär Ostpreussens:
- Glaukonitische Schichten

Obere Kreide:
- Glaukonitischer Mergel
- Desgl. mit harter Kreide
- Bonebed u. Spongitarenbank
- Weisse Kreide
- Jnoceramenbank
- Glaukonitischer Feinsand

A. Jentzsch.

Lith. v. L. Kraatz, Berlin.

Königsberger Bohrprofile.

W. Nördliches Plateau O. — W. Pregel-Thal O. — W. Haberberg O. — W. Südl. Plateau O.

1. Flora, 2. Sternwarte, 3. Krausneck, 4. nördl. Br., 5. südl. Br. (Steindamm. Th.), 6. Proviantamt, 7. Chirurg. Klinik, 8. Ober-Rollberg, 9. Schloss-K., 10. Tragheim K., 11. Mendthal's F., 12. A. Lazareth, 13. Generalcom., 14. Herzogsacker, 15. Kronprinz K., 16. N. Lazareth, 17. Friedrichsburg, 18. Holländer Baum, 19. Hoffmann's Fabrik, 20. Domplatz 1837, 21. Br. a., 21. Br. b. (Domplatz 1884), 22. Weidendamm, 23. Feld-A.K., 24. Train K., 25. Fuss-A.K., 26. Kalgen, 27. Schönbusch, 28. Ponarth.

Meter 20, 10, 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100

Ostseespiegel

An denjenigen Stellen der Profile, von denen keine oder nur mangelhafte Bohrproben vorliegen, sind die am wahrscheinlichsten anzunehmenden Schichten in *halber* Breite eingetragen.

Farben-Erklärung zu Taf. XXVIII^b

- Schutt und Abrutschmassen; Torf, Diatomeenerde, Schlick, Sand — Alluvium.
- Gerölle; Grand; Sand; Thon; Geschiebemergel; Localmoräne — Diluvium.
- Glaukonitische Schichten — Ältestes Tertiär Ostpreussens.
- Glaukonitischer Mergel; Desgl. mit harter Kreide; Bonebed u. Spongitarenbank; Weisse Kreide; Jnoceramenbank; Glaukonitischer Feinsand — Obere Kreide.

Maaßstäbe für die Längen 1:25000

0 500 1000 Meter

für die Höhen 1:2500

0 50 100 Meter

A. Jentzsch.

Lith. v. L. Kraatz, Berlin.

Fig. 1. $\frac{40}{1}$ d. Nat.

Fig. 3. circa $\frac{109}{1}$

Fig. 4. $\frac{16}{1}$ circa

Fig. 2. $\frac{40}{1}$ d. Nat.

W. Pütz del. ad Nat. Berliner lith. Institut.

Gebirgsstörungen
in der Gegend des
kleinen Dollmar
bei
VIERNAU
in
Thüringen.

Aufgenommen im Jahre 1884
durch H. Bücking.

N.

Der Brand

Vogelskopf

Die Schmalmbach

Kälbergrund

Viernau

Kl. Dollmar

Busch B.

Stein-Rücken

Die Schwarza

A

B

Profil No. 1.

B A

SW. NO.

1:12500.

Profil No. 2.

N. S.

Glimmer-Metaphyr.

Granit.

Quarz-Porphyr.

Buntsandstein.

70 m

Die Zahlen geben die absoluten Höhen in Preuss. Dec. Fuss über der Ostsee an.

Maassstab 1 : 12500.

250 0 250 500 750 1000 1250 1500 Meter

50 0 50 100 200 300 400 Ruthen = 4000 Dec. Fuss.

Unterer Zechsteinletten. *Plattendolomit.* *Oberer Zechsteinletten.* *Bröckelschiefer.* *Feinkörniger Sandstein.* *Mittlerer Buntsandstein.* *Chirotheriensandstein.* *Röth.* *Unterer Wellenkalk.* *Oolithenbank im Unt. Wellenkalk.* *Oberer Wellenkalk.* *Terebratelkalk im Ob. Wellenkalk.* *Schaumkalk im Ob. Wellenkalk.* *Mittlerer Muschelkalk.*

Diluvialer Schotter u. Lehm. *Alluvialer Schuttkegel.* *Kalktuff.* *Ebener Thalboden.* *Verwerfungen.* *Erdfall.* *Steinbruch.*

Berliner lithogr. Institut.